



Formation et évolution des structures périglaciaires en contexte de réchauffement climatique : comparaison Terre-Mars

Antoine Séjourné

► To cite this version:

Antoine Séjourné. Formation et évolution des structures périglaciaires en contexte de réchauffement climatique : comparaison Terre-Mars. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2011. Français. NNT : 2011PA112287 . tel-00713531

HAL Id: tel-00713531

<https://theses.hal.science/tel-00713531>

Submitted on 2 Jul 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE DOCTORALE : Modélisation et Instrumentation en Physique,
Energies, Géosciences et Environnement
Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface

DISCIPLINE : Sciences de la Terre et de l'Univers

Spécialité : Planétologie

THÈSE DE DOCTORAT

soutenue le 02/12/2011

par

Antoine Séjourné

FORMATION ET ÉVOLUTION DES STRUCTURES PÉRIGLACIAIRES EN CONTEXTE DE RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE : COMPARAISON TERRE-MARS



Directeur de thèse : François Costard

Directeur de recherche, Laboratoire des Interactions
et Dynamique des Environnements de Surface, Orsay

Co-directeur de thèse : Julien Gargani

Maître de conférence, Laboratoire des Interactions
et Dynamique des Environnements de Surface, Orsay

Composition du jury :

Rapporteurs : Jean-Louis Lagarde

Professeur, Laboratoire Morphodynamique
Continente et Côtière, Caen

Olivier Bourgeois

Maître de conférence (*HDR*), Laboratoire de
Planétologie et Géodynamique de Nantes

Examineurs : Nicolas Mangold

Directeur de recherche, Laboratoire de
Planétologie et Géodynamique de Nantes

Matthew Balme

Maître de conférence, Department of Earth and
Environmental Sciences, Milton Keynes, Royaume-Uni

Alexander Fedorov

Maître de conférence, Permafrost Institute, Yakutsk,
République de Sakha, Fédération de Russie

A Carmen et Yvonne,

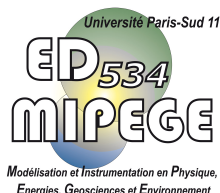
Cette thèse a été préparée au Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface d'Orsay (IDES UMR 8148).



A la faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris-Sud 11.



Au sein de l'École Doctorale 534 Modélisation et Instrumentation en Physique, Energies, Géosciences et Environnement



ADRESSE POSTALE

Laboratoire Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface
d'Orsay
BP 47 - 91401 Orsay Cedex, France

COORDONNÉES GÉOGRAPHIQUES

Bâtiment 504-509
Domaine Universitaire de la faculté des Sciences d'Orsay

SITE WEB

<http://spipides.geol.u-psud.fr/>

INFORMATION SUR LE PRÉSENT DOCUMENT

Ce tapuscrit a été produit sous Lyx et contient des liens internes.

“Mente et malleo” (Par l’esprit et le marteau)

Devise des géologues

RÉSUMÉ :

Sur Terre, les régions périglaciaires ayant un pergélisol riche en glace peuvent enregistrer les changements climatiques globaux. Ce pergélisol contenant 50-80 % de glace en volume s'est formé lors des grandes périodes glaciaires du Pléistocène. Par la suite, ce pergélisol riche en glace a subi une dégradation intense lors de réchauffements climatiques globaux au début de la période interglaciaire de l'Holocène.

La planète Mars comporte un pergélisol à l'échelle planétaire dont la formation serait associée à des changements climatiques globaux provoqués par des variations chaotiques de son orbite durant les derniers millions d'années. La région d'Utopia Planitia située dans les moyennes latitudes nord de Mars présente différents modelés de surface ("scalped depressions", polygones, cavités à la jonction des polygones) interprétés comme s'étant formés à partir d'un pergélisol contenant potentiellement une grande quantité de glace. De la même manière que sur Terre, ce pergélisol a pu enregistrer les derniers changements climatiques globaux survenus sur Mars.

Cette thèse propose d'étudier comparativement l'impact des changements climatiques sur le paysage des régions périglaciaires sur Terre et sur Mars. Dans ce but, nous avons conduit des études sur le terrain des processus et des modelés périglaciaires en Yakoutie Centrale (Sibérie) et dans le delta du Mackenzie (Canada) associées à une étude géomorphologique à haute résolution des modelés d'Utopia Planitia.

Notre étude montre que l'ensemble des modelés d'Utopia Planitia est similaire en morphologie, taille et association spatiale à celui de la Yakoutie Centrale et du delta du Mackenzie (lacs thermokarstiques, polygones, mares à la jonction des polygones) indiquant que la région présenterait un pergélisol riche en glace. Le pergélisol serait composé de sédiments stratifiés et dont l'âge de formation minimale est estimé entre ~ 5 et 100 Ma. Le pergélisol contiendrait un volume de glace important ($\gtrsim 50$ % en volume) sur une épaisseur de ~ 70 m.

De part ses caractéristiques, ce pergélisol aurait une origine syngénétique : sa formation serait le résultat d'une accumulation importante de sédiments au sein du bassin d'Utopia Planitia sous des conditions froides permettant le gel in-situ des sédiments. Les sédiments peuvent avoir été déposés par des vallées de débâcles provenant d'Elysium Mons et/ou par une activité éolienne importante. Par ailleurs, la formation synchrone d'une calotte de glace régionale près d'Utopia Planitia lors de périodes de moyenne obliquité ($\sim 35^\circ$) de Mars pourrait avoir induit un dépôt éolien préférentiel dans Utopia Planitia.

Par la suite, le pergélisol riche en glace aurait subi une dégradation régionale importante entre ~ 5 et 10 Ma. Ce thermokarst aurait été déclenché par une insolation accrue lors de périodes de haute obliquité ($\sim 45^\circ$) de Mars. L'augmentation des températures aurait provoqué une déstabilisation thermique du pergélisol entraînant une sublimation de la glace, modifiant profondément le paysage de la région.

Ainsi, les variations importantes de l'obliquité de Mars ont généré des changements climatiques globaux qui ont permis la formation et la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia entre ~ 5 et 10 Ma.

ABSTRACT :

On Earth, periglacial regions where an ice-rich permafrost is present provide a record of global climate changes. For example, the ice-rich permafrost (50-80 % of ice by volume) that occurs in Central Yakutia (Siberia) and in the Mackenzie River Delta (Canada) was formed during the glacial periods of the Pleistocene. This permafrost was subsequently degraded during global warming at the early Holocene interglacial period.

Global and possibly ice-rich permafrost occurs on Mars as well. It is thought to be the product of obliquity-driven and relatively recent global climate change (i.e. dozens of Ma). Utopia Planitia, situated in the northern mid-latitudes, is dotted with possible periglacial landforms (scalloped depressions, polygons and polygon-junction pits) that could indicate the presence of an ice-rich permafrost. Similarly to Earth, this permafrost could be marker of recent global climate changes.

This thesis focuses on the impact of global climate changes on the periglacial regions of Earth and Mars. With this aim in view, we conducted (i) field studies of the periglacial processes and landforms in the Central Yakutia (Siberia) and in the Mackenzie River Delta (Canada) and, (ii) a geomorphological study (based on high-resolution images) of the putative-periglacial landforms of Utopia Planitia.

Our study shows that the assemblage of landforms in Utopia Planitia share traits of form, scale and spatial association with the landforms of the Central Yakutia and of the Mackenzie Delta (thermokarst lakes, polygons and polygon-junction ponds) indicating that Utopia Planitia has an ice-rich permafrost. The permafrost is composed of stratified sediments ~ 70 m thick with a high ice-content (possibly $\gtrsim 50$ % by volume).

The permafrost appears to have a syngenetic origin : it was formed by an accumulation of sediments in the basin of Utopia Planitia under cold climate conditions that led to the in-situ freezing of the sediments. The sediments could have been deposited by outflow valleys from Elysium Mons and/or by an eolian activity. With regard to the latter, the synchronous formation of a possible regional ice-sheet near Utopia Planitia during medium-obliquity ($\sim 35^\circ$) periods of Mars could have induced a preferential eolian deposition in Utopia Planitia.

Subsequently, the ice-rich permafrost was regionally degraded between ~ 5 and 10 Ma. The thermokarst was triggered by an increase of insolation during high-obliquity ($\sim 45^\circ$) periods of Mars. The increase of temperature caused the thermal destabilization of the permafrost inducing the sublimation of ground-ice, deeply modifying the landscape.

Thus, important obliquity variations of Mars caused global climate changes that could have induced the formation and the degradation of the ice-rich permafrost of Utopia Planitia between ~ 5 and 10 Ma.

Remerciement ...

Où est Charlie ? On m'a souvent posé cette question au labo lorsque je passais mes journées à étudier les images satellites de Mars, à scruter chaque relief, couche, roche de la surface. Et finalement cette question, c'est ce qui m'a motivé dans la recherche en Géologie planétaire. Toujours chercher quelque chose de nouveau, imaginer des processus martiens, se dire que l'on peut découvrir quelque chose que personne n'a jamais vu auparavant.

Cela doit venir de mon esprit d'explorateur-Indiana Jones. Alors que j'avais 6 ou 8 ans, j'ai dit un jour à mes parents que lorsque je serais grand, je trouverai un caillou et je mettrai des années à savoir ce que c'est. Et bien, ça y est, mon caillou fait la moitié de la Terre et tourne autour du soleil à plusieurs millions de km de nous, c'est la planète Mars et j'ai mis des années pour enfin l'étudier ; et je mettrai encore bien des années à la comprendre.

Un énorme remerciement à François Costard et Julien Gargani, mes directeurs de thèse, qui ont proposé ce sujet de M2 qui a ensuite abouti à une thèse sur ce sujet magnifique. Je pense sincèrement que je ne pouvais pas avoir meilleurs directeurs de thèse, ils ont toujours été à l'écoute, m'ont laissé m'épanouir dans la Recherche et se sont extrêmement bien complétés durant ces 3 années.

Je remercie François de m'avoir appris tant de choses sur Mars et sur les milieux périglaciaires ! Et surtout, je le remercie d'avoir pu réaliser mon rêve, venir en Sibérie... et faire goûter aux moustiques mon sang :).

Je remercie aussi Julien de m'avoir également beaucoup aidé, son sens de la pédagogie et des formules ainsi que son regard au départ non martien a été déterminant dans bien des aspects de ma thèse.

Je tiens également à remercier Richard Soare pour avoir permis que je vienne au fin fond du nord du Canada et m'avoir appris tant de choses sur Mars et le périglaciaire. Grâce à lui, j'ai grandement amélioré mon anglais et je me souviendrais longtemps des tautologies !

Enfin, je remercie Alexander Fedorov pour sa connaissance des régions périglaciaires et sa convivialité. J'ai pu goûter à l'hospitalité iakoute et surtout à leur vodka et leur viande en conserve.

Je suis très reconnaissant aux membres du jury d'avoir accepté de lire mon manuscrit de thèse et d'avoir apporté leurs connaissances et leurs commentaires sur mon travail : Jean-Louis Lagarde, Oliver Bourgeois, Nicolas Mangold et Matthew Balme.

Toutes ces études n'auraient jamais été possibles sans le soutien indéfectible de ma famille. C'est grâce à eux que j'ai pu découvrir ma passion pour la Géologie et les planètes. C'est lors des nombreux voyages en France et ailleurs, et surtout sur l'île de La Réunion où j'ai pu admirer les volcans et le métier de Maurice et Katia Kraft pour la première fois. Mes parents m'ont transmis leur goût pour les voyages, leur esprit ouvert et curieux ainsi que leur grande réflexion sur les choses. Je remercie aussi plus largement mes grands-parents, tantes, oncles et cousins/cousines pour avoir toujours été curieux et attentifs à ma passion.

Enfin, une mention spéciale à deux personnes qui m'ont soutenu dans cette longue quête de la planète Mars. Emilie qui m'a d'abord conforté et soutenu dans mes études et ma passion pour les cailloux. Et enfin Audrey qui s'est intéressée à la planète Mars et a été d'un fort soutien durant la thèse et surtout la phase difficile de rédaction. Un grand merci à vous.

J'en profite pour remercier aussi tous mes amis de la Géologie ou d'ailleurs que j'ai eu la chance de rencontrer. Ils m'ont permis de sortir la tête de la Géologie et de Mars lorsqu'il était plus que nécessaire !

Lucile avec qui j'ai partagé tant de bons moments sur le chemin de la Fac et qui a toujours gardé un oeil attentif au déroulement de ma thèse. Seb, le compagnon étudiant puis thésard avec qui j'ai partagé et discuté de tant de choses aussi bien au laboratoire que jusqu'en Nouvelle-Zélande. J'espère que l'on fera toujours des voyages sur Terre et pourquoi pas sur Mars ! Lucie, la miss-géol maintenant haut placée, j'espère que tu me tuyauteras sur un poste si je ne trouve rien en recherche :). Emerick l'hydrologue, autre compagnon thésard, j'espère que tu m'emmèneras de nouveau sur un voilier. Camille, ma comédienne préférée qui s'est toujours intéressé à la Géologie et dont l'autographe me permettra plus tard de me payer un voyage en conférence.

Un grand merci à tous les anciens de la promo de L3 d'Orsay, les stages de terrain ça soude ! J'espère pouvoir toujours garder contact avec vous, et si l'on est aux quatre coins du globe, pouvoir aller vous voir : Amandine, Antoine, Aurore, Cagil, Damien, Jo, Marie, Indiana, David, Caroline...

Je tire mon chapeau à tous les doctorants de Planétologie que j'ai pu rencontrer et avec qui les conférences ont été un moment formidable.

Sylvain, celui qui m'a donné envie d'être en thèse et dont j'ai beaucoup appris aussi bien en conférence qu'au niveau du serpent de mers ! Gwénael, le jurassien-breton ou breton-jurassien, j'espère que tu ne délaisseras pas Mars lorsque tu retourneras à tes crêpes salées messiniennes. Laetitia et Marion, les thésardes les plus gentilles et adorables que j'ai jamais vu. Un grand merci à Damien qui en utilisant son logiciel magique a permis d'obtenir de superbes images 3D du paysage martien d'Utopia Planitia. Merci aussi à Damien, Sandrine et Ana, les thésards qui m'ont accueilli dans leur bureau lorsque j'étais un M1 arrivant timidement au 509.

Orsay ne serait rien sans les thésards de l'IAS : John, Anouck et Cédric, j'attends la revanche des pourrissages de bureaux ! Et enfin, l'autre grand vivier de thésard est sûrement Nantes, où Thomas, Erwin et Patrick sévissent ! A bientôt pour Machete Thomas ! Une mention spéciale à l'équipe "Mars Mission Carotte" pour la superbe aventure cinématographique que l'on a vécu, Jean-Baptiste (alias Bravo) et Thomas (alias Tango).

Je remercie évidemment tous les thésards d'Orsay sans qui le laboratoire en plein mois d'août serait bien morne ! Rachael, Gregory, Alexandre, Sylvain, Guillaume, Damien, Melissa, Erell, Thomas...

Enfin, un grand merci au groupe du lycée de Dourdan avec qui j'ai passé tant de bons moments, ils ont toujours suivi avec curiosité mes études, Julie, Emilie, Arnaud, Matthias, Cécile, Jonathan, Luck, Gautier, Sylvain, Mathis... De même, merci aux amis du centre de loisirs de Dourdan, Estelle, Jonathan, Amélie, Aurélie, Yann...

Pour finir, je remercie toutes les personnes qui m'ont aidé de près ou de loin dans cette thèse et qui ont suivi mon exploration de la géologie de Mars. Je tiens à adresser un grand merci à toutes les personnes du laboratoire d'Orsay. En particulier à l'équipe de Planétologie qui m'a accueilli au 509, Luce, Hélène, Frédéric, Evelyne... Merci Chiara de m'avoir enseigné le traitement de données et tous un tas de concept obscur au premier abord pour un géologue.

Merci à Laure et Véronique (maintenant à Nantes) qui ont accepté qu'un étudiant avec un piercing puisse découvrir la planète Mars, j'ai énormément appris de ce stage. Et plus généralement, je remercie tous les professeurs d'Orsay qui m'ont enseigné leurs connaissances et fait partager leur passion pour la Géologie.

Je souhaite aussi remercier Emmanuelle Costard-Gautier qui a permis que je vienne deux fois en Sibérie faire de la topométrie sur les superbes bancs de sable de la Léna. Je reviens quand tu veux Emmanuelle !

Finalement, je voulais que cette thèse soit une ode à la Géologie en générale et surtout à la beauté mystérieuse de la planète Mars. Je souhaite aux futurs étudiants qui liront cette thèse de prendre énormément de plaisir à étudier la Géologie, à apprécier son héritage et à comprendre les mystères de Mars.

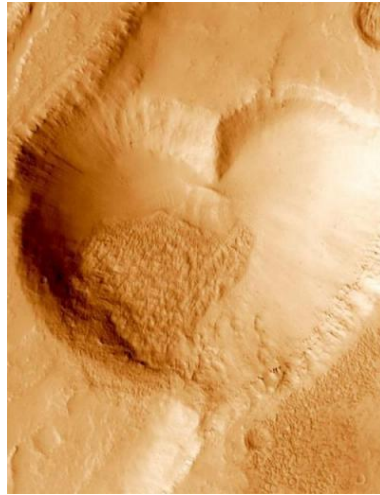


Table des matières

Adresse du laboratoire	i
Résumé / Summary	v
Remerciements	vii
Introduction	1
1 Les régions périglaciaires : marqueurs des changements climatiques passés et présents	3
1.1 Les régions périglaciaires sur Terre	5
1.1.1 Le climat des régions périglaciaires	5
1.1.2 Le pergélisol	8
1.1.3 Distribution géographique du pergélisol	9
1.1.4 Contenu en glace	11
1.1.5 Le pergélisol riche en glace sur Terre : influence des changements climatiques	14
1.1.5.1 Une formation lors des périodes glaciaires du Pléistocène	15
1.1.5.2 Une dégradation liée aux changements climatiques	16
1.1.5.3 Ensemble de modelés	19
1.2 La planète Mars : la planète du pergélisol	28
1.2.1 Caractéristiques et géologie globale de Mars	28
1.2.1.1 Caractéristiques physiques et orbitales	28
1.2.1.2 Caractéristiques climatiques de Mars	29
1.2.1.3 Géographie et géologie de Mars	34
1.2.2 L'exploration de Mars	40
1.2.2.1 Les missions spatiales passées et présentes	41
1.2.2.2 Objectifs de l'exploration de Mars	44
1.2.3 La géologie de Mars, un livre sur son histoire climatique	45
1.2.3.1 Le pré-Noachien : une énigme ($> 4,1$ Ga)	45
1.2.3.2 Le Noachien : un climat humide et chaud ($\sim 4,1$ - $3,7$ Ga)	46
1.2.3.3 L'Hespérien : un climat Froid mais épisodiquement humide ($\sim 3,7$ - 3 Ga)	48
1.2.3.4 L'Amazonien et le climat récent froid et sec : le paradigme du désert froid (~ 3 Ga-aujourd'hui)	50

1.2.4	Une cryosphère façonnée par les changements climatiques récents de l'Amazonien Supérieur	54
1.2.4.1	Un pergélisol actuel analogue aux régions périglaciaires terrestres	54
1.2.4.2	Les périodes glaciaires et interglaciaires de Mars	58
1.2.5	La dégradation d'un pergélisol sur Mars : exemple de la région d'Utopia Planitia	62
1.2.5.1	Le thermokarst sur Mars	62
1.2.5.2	Un pergélisol riche en glace dans Utopia Planitia ?	63
1.2.5.3	La Géologie à l'ouest d'Utopia Planitia	66
1.3	Problématique scientifique : formation et évolution d'un pergélisol planétaire en contexte de changements climatiques	69
2	Données et méthodologie pour l'étude des milieux périglaciaire planétaires	71
2.1	Télédétection et analyses des données	73
2.1.1	Données utilisées	74
2.1.1.1	Les images CTX	74
2.1.1.2	Les images MOC	74
2.1.1.3	Les images HiRISE	75
2.1.1.4	Les images CORONA	75
2.1.1.5	Les données altimétriques MOLA	76
2.1.1.6	Les données altimétriques MNT HiRISE	77
2.1.2	Analyse des données	78
2.1.2.1	Traitement des données	78
2.1.2.2	Utilisation et analyse des données sous ArcGIS®	79
2.2	Etude comparative Terre-Mars	81
2.2.1	Etude géomorphologique d'Utopia Planitia sur Mars	82
2.2.1.1	Etude cartographique de la distribution géographique	82
2.2.1.2	Etude géomorphologique à haute résolution	82
2.2.2	Etude géomorphologique des régions périglaciaires sur Terre	84
2.2.2.1	Yakoutie Centrale (République de Sakha)	85
2.2.2.2	Delta du Mackenzie (Canada)	87
3	Les régions périglaciaires de l'Arctique, analogues possibles de la région d'Utopia Planitia sur Mars	89
3.1	Intérêt de l'étude et résumé étendu	91
3.2	The Tuktoyaktuk Coastlands of northern Canada : a possible "wet" periglacial analogue of Utopia Planitia, Mars	95
3.2.1	Introduction	95
3.2.2	The Tuktoyaktuk Coastlands	97
3.2.2.1	The origin and evolution of an ice-rich landscape	97
3.2.2.2	Thermokarst lakes	98
3.2.2.3	Small-sized (non-sorted) polygons and polygon networks	99
3.2.2.4	Polygon-junction and polygon-trough ponds	102
3.2.2.5	Active-layer detachments and retrogressive-thaw slumps	103
3.2.3	Utopia Planitia : geological evidence of an ice-rich landscape	104
3.2.3.1	History of the region and a periglacial landscape assemblage	104
3.2.3.2	Scalloped depressions and possible slump features	106

3.2.3.3	Small-sized (non-sorted) polygons and polygon networks . .	106
3.2.3.4	Polygon-junction and polygon-trough pits	107
3.2.4	Comparing landscape modification by “wet” or “dry” periglacial processes in Utopia Planitia	107
3.2.4.1	The Tuktoyaktuk Coastlands : A Possible Landscape Analog	107
3.2.4.2	Sublimation as an agent of landscape modification in Utopia Planitia	109
3.2.5	Utopia Planitia : through the analogical looking glass of the Tuktoyaktuk Coastlands	110
3.2.6	Discussion and conclusion	112
3.2.7	Acknowledgements	113
3.3	Discussion complémentaire	114
3.3.1	Utopia Planitia, un paysage périglaciaire analogue aux régions de l’Arctique à pergélisol riche en glace	114
3.3.2	Processus de formation des modelés dans Utopia Planitia	114
3.3.3	Un pergélisol riche en glace dans Utopia Planitia	115
3.3.4	Formation du pergélisol riche en glace d’Utopia Planitia	115

4 La dégradation d’un pergélisol riche en glace : influence des changements d’obliquité de Mars 117

4.1	Distribution des “scalped depressions” : les héritages morpho-climatiques . .	119
4.1.1	Une distribution contrôlée par le climat ?	119
4.1.2	Variation de la distribution et de la morphologie des “scalped depressions”	120
4.1.2.1	Variation de la distribution géographique	121
4.1.2.2	Variation de la morphologie	123
4.1.3	Les causes de la distribution de la dégradation du pergélisol	124
4.1.4	Conclusion	128
4.2	Modèle d’évolution des “scalped depressions” : rôle de l’insolation dans le thermokarst	130
4.2.1	Intérêt de l’étude et résumé étendu	130
4.2.2	Scalped depressions and small-sized polygons in western Utopia Planitia, Mars : a new formation hypothesis	132
4.2.2.1	Introduction	132
4.2.2.2	Geomorphological study of western Utopia Planitia	133
4.2.2.3	Proposed evolution of the intra-depression polygons in Utopia Planitia	138
4.2.2.4	Origin and development of scalped depressions in western Utopia Planitia	141
4.2.2.5	Conclusion	146
4.2.2.6	Acknowledgments	147
4.2.3	Discussion complémentaire	148
4.2.3.1	Evolution des polygones intra-dépressions	148
4.2.3.2	Processus de formation des “scalped depressions”	149
4.2.3.3	Un développement des “scalped depressions” contrôlé par l’insolation	152
4.2.3.4	Comparaison avec les modèles d’évolution des dépressions .	153
4.3	Les “scalped depressions” : possibles marqueurs de cycles d’obliquité de Mars	157

4.3.1	Les différentes morphologies de dégradation des polygones intra-dépressions	157
4.3.2	Baydjarakhs et thermocirques au bord des lacs thermokarstiques	158
4.3.3	Une dégradation thermokarstique importante à haute obliquité	160
4.3.4	Des cycles de haute obliquité de Mars ?	162
4.3.4.1	Les bandes internes des “scaloped depresions”	162
4.3.4.2	Possibles origines des bandes internes	163
4.3.4.3	Hypothèse d’une dégradation cyclique	165
4.3.5	Conclusion	171
4.4	Modèle d’évolution des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions : rôle du vent dans le thermokarst	172
4.4.1	Introduction	172
4.4.2	Distribution géographique des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions	173
4.4.3	Etude morphologique des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions	175
4.4.3.1	Morphologie	175
4.4.3.2	Classification morphologique	176
4.4.4	Développement des cavités à la jonction des polygones par dégradation thermokarstique	177
4.4.4.1	Origines possibles des cavités	177
4.4.4.2	Dégradation thermokarstique des polygones inter-dépressions	180
4.4.5	Une dégradation thermokarstique lors de périodes de haute obliquité de Mars	182
4.4.5.1	Cause du thermokarst	182
4.4.5.2	Un contrôle éolien du thermokarst à haute obliquité ?	185
4.4.6	Conclusion	188
4.5	Synthèse : Un réchauffement climatique global lors de périodes de haute obliquité de Mars	189
4.5.1	Une dégradation régionale du pergélisol	189
4.5.2	Age de la dégradation du pergélisol	189
4.5.3	Une dégradation lors de périodes de haute obliquité de Mars	191
4.5.4	Une dégradation liée à un réchauffement climatique global ?	193

5 Structure et formation d’un pergélisol : le pergélisol riche en glace d’Utopia Planitia sur Mars 195

5.1	Nature et formation des polygones d’Utopia Planitia	197
5.1.1	Les polygones inter-dépressions	198
5.1.2	Les polygones intra-dépressions	200
5.2	Les “scaloped depressions” : marqueurs d’une stratification possible du pergélisol 203	
5.2.1	Intérêt de l’étude et résumé étendu	203
5.2.2	Evidence of an eolian ice-rich and stratified permafrost in Utopia Planitia, Mars	204
5.2.3	Introduction	205
5.2.4	Regional geology	206
5.2.5	A staircase-like profile of scaloped depressions	206
5.2.6	Possible origins derived from terrestrial analogues	207
5.2.7	Evaluation of the proposed hypotheses	208

5.2.7.1	Slope degradation by mass-wasting?	208
5.2.7.2	A successive expansion of depressions?	208
5.2.7.3	An exhumed complex stratification?	208
5.2.8	Degraded ice-rich eolian deposits	211
5.2.9	Conclusion	213
5.3	Caractéristiques du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia	214
5.3.1	Etendu du pergélisol	214
5.3.2	Age du pergélisol	214
5.3.3	Contenu en glace du pergélisol	217
5.3.3.1	Teneur en glace du pergélisol riche en glace	217
5.3.3.2	Epaisseur du pergélisol riche en glace	221
5.3.3.3	Types de glace du pergélisol	222
5.3.4	Structure verticale schématique du pergélisol	223
5.4	Origine et formation du pergélisol riche en glace	225
5.4.1	Origine du pergélisol d'Utopia Planitia	225
5.4.2	Formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia	226
5.4.2.1	Une origine lacustre/marine	226
5.4.2.2	Une origine fluviale	227
5.4.2.3	Une origine éolienne	228
5.4.2.4	Conclusion	229
5.5	Le pergélisol d'Utopia Planitia : marqueur d'une période glaciaire sur Mars ?	230
5.5.1	Une relation possible avec les glaciations passées sur Mars	230
5.5.2	Un dépôt de sédiment dans Utopia Planitia contrôlé par la présence d'une calotte de glace	233
5.5.3	Une formation du pergélisol lors de périodes de moyenne obliquité de Mars	234
5.6	Estimation des conditions climatiques lors de la formation et de la dégradation du pergélisol riche en glace	236
5.6.1	Les polygones de contraction thermique comme proxy pour la détermi- nation des paléoclimatiques périglaciaires	236
5.6.1.1	La nature des coins des polygones comme indicateur des conditions d'humidité en hiver	238
5.6.1.2	Le diamètre des polygones comme indicateur de la gamme de températures en hiver	239
5.6.1.3	Les conditions climatiques lors de la formation des poly- gones inter-dépressions	240
5.6.1.4	Les conditions climatiques lors de la formation des poly- gones intra-dépressions	241
5.6.1.5	Conclusion	244
5.6.2	Comparaison avec les simulations du GCM lors de la glaciation aux moyennes latitudes	246
5.7	D'une période glaciaire à une période interglaciaire : formation et évolution du pergélisol riche en glace	247
	Conclusion et perspectives	249
	Bibliographie	275

Introduction générale

La “**géomorphologie**” est formée de plusieurs termes provenant du grec ancien : “*gaia*” qui veut dire *Terre*, “*morphe*” qui veut dire *forme* et “*logos*” qui veut dire *l’étude*. C’est donc la science qui étudie les formes de la Terre. A mi-chemin entre la géologie (étude des roches) et la géographie physique (étude de la surface), la géomorphologie s’attache à étudier les reliefs et les processus qui les façonnent, sur toutes les planètes. A partir de la lecture des formes du paysage (modélés), il est possible de remonter à l’histoire géologique et climatique d’un paysage.

Les régions périglaciaires sur Terre sont sensibles aux changements climatiques. Ces régions comportent un sol gelé en permanence (pergélisol) formé notamment lors des grandes périodes glaciaires antérieures. Certaines de ces régions possèdent un pergélisol riche en glace (50 à 80 % de glace en volume) dont la formation est reliée à la présence de la calotte de glace durant ces périodes antérieures. Par ailleurs, ces régions à pergélisol riche en glace ont été intensément dégradées à travers des réchauffements climatiques globaux. Aujourd’hui encore, en contexte de réchauffement climatique, ces régions sont sensibles car elles vont vraisemblablement subir une augmentation importante des températures pouvant induire une dégradation de ce pergélisol.

Sur Terre, le lien entre pergélisol et changements climatiques a été étudié à travers l’étude des modelés de surface afin de reconstituer les conditions climatiques au Pléistocène en Europe et en Amérique du Nord. La science permettant d’étudier ces régions atypiques sur Terre est la **géomorphologie périglaciaire**. Le but de cette science est de : (i) déterminer les processus périglaciaires ayant construit les modelés de surface dits périglaciaires ; (ii) déterminer les significations environnementales de ces processus ; (iii) reconstruire les paléo-environnements périglaciaires ; et (iv) utiliser l’étude des processus passés et présents pour prédire les futurs changements environnementaux Washburn (1973).

Depuis plusieurs années, de nombreuses observations satellitaires ont montré que la planète Mars comporte un pergélisol à l’échelle planétaire. Ce pergélisol semble être lié à des changements climatiques importants provoqué par des variations périodiques de l’orbite de Mars. L’arrivée en 2005 du satellite “Mars Reconnaissance Orbiter” ayant une caméra à haute-résolution a permis de découvrir de nouveaux modelés périglaciaires indiquant une possible dégradation du pergélisol durant les derniers millions d’années.

Cependant plusieurs inconnues se posent à propos de ce pergélisol. Est-il similaire au pergélisol sur Terre et contient-il de la glace d’eau ? Comment s’est-il formé ? A-t-il été dégradé ? Quelle est l’intensité des changements climatiques sur le pergélisol de Mars ?

Dans cette thèse, nous nous proposons d’étudier l’impact des changements climatiques sur les régions périglaciaires sur Terre et sur Mars. Nous avons choisi d’étudier la région d’Utopia Planitia sur Mars car elle comporte des modelés périglaciaires similaires à ceux des régions

périglaciaires sur Terre à pergélisol riche en glace. Afin de comprendre la formation et l'évolution du pergélisol d'Utopia Planitia, nous avons conduit une étude comparative Terre-Mars des régions à pergélisol riche en glace.

Pourquoi chercher à comparer les modelés sur Terre et sur Mars ? De la même manière que sur Terre, il est possible à partir de leur morphologie de remonter aux processus et aux conditions climatiques ayant conduit à leur formation. En effet, une des grandes découvertes de l'exploration spatiale a été de confirmer que les processus géologiques sont les mêmes sur toutes les planètes du système solaire et qu'ils créent les mêmes morphologies. Toutefois, parce que Mars est éloigné et, que nous sommes dans l'impossibilité d'étudier sur le terrain ces modelés, la planétologie comparée (analogie) est un outil essentiel afin de contraindre les processus à la surface de Mars.

Les différents chapitres de cette thèse représentent donc notre approche comparative entre la Terre et Mars afin de déterminer pour la première fois l'évolution géomorphologique et climatique du pergélisol d'Utopia Planitia. Dans ce but, nous avons réalisé : (i) une étude géomorphologique des modelés d'Utopia Planitia à l'aide des données de télédétection les plus précises et ; (ii) une étude sur le terrain de l'évolution du pergélisol riche en glace de la Sibérie orientale et du nord du Canada.

Le chapitre 1 présente la formation et l'évolution des régions périglaciaires sur Terre ainsi que, l'histoire climatiques de Mars à travers l'évolution de sa géologie au cours du temps. Le chapitre expose également la problématique scientifique de la thèse : la formation et l'évolution d'un pergélisol riche en glace en prenant comme sujet d'étude la région d'Utopia Planitia.

Le chapitre 2 est dédié aux données utilisées dans notre étude comparative Terre-Mars des régions périglaciaires.

Le chapitre 3 s'intéresse à la comparaison du paysage d'Utopia Planitia sur Mars avec les régions arctiques comme la Sibérie orientale et le nord du Canada afin de caractériser ce paysage martien potentiellement périglacière.

Le chapitre 4 est consacré à la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia et du possible contrôle des changements d'obliquité de Mars sur celle-ci.

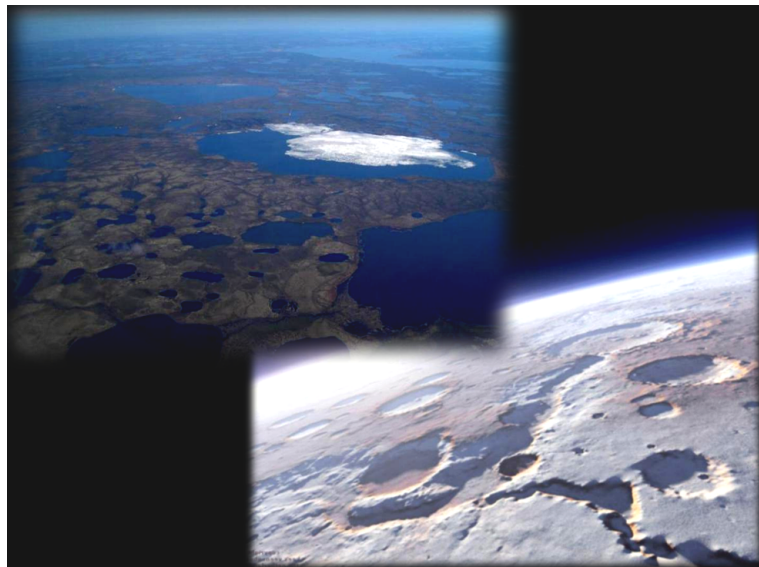
Enfin, le chapitre 5 est focalisé sur la structure de ce pergélisol (étendu, épaisseur, contenu en glace) et sur la formation de celui-ci en lien avec des possibles changements climatiques régionaux.

Dans cette thèse, nous présentons en premier lieu la dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia (chapitre 4) et ensuite, la formation de ce pergélisol (chapitre 5). D'un point de vue chronologique, la formation précède évidemment la dégradation du pergélisol. Cette différence est due au fait que la caractérisation de la structure et de la formation du pergélisol d'Utopia Planitia est basée sur l'étude des modelés de dégradation du pergélisol.

Cette thèse comporte trois articles scientifiques qui ont été écrits selon les formats des journaux internationaux de rang A. Le premier manuscrit (chapitre 3) est en cours de publication dans le bulletin de la "*Geological Society of America, special analogue issue*". Le second manuscrit (chapitre 4 section 2) a été publié dans la revue "*Planetary and Space Sciences*". Le troisième manuscrit (chapitre 5 section 2) est en cours de publication dans la revue "*Planetary and Space Sciences*". De part la structure des articles inclus, des redondances dans les sections et descriptions peuvent survenir dans la thèse.

Chapitre 1

Les régions périglaciaires : marqueurs des changements climatiques passés et présents



Vue d'une région périglaciaire sur Terre (en haut à gauche : Canada, juillet 2009) et sur Mars (en bas à droite : simulation Kees Veenenbos).

“Magnificent desolation” (désolation magnifique)
Edwin “Buzz” E. Aldrin Jr., à propos du paysage lunaire cratérisé
Mission Apollo 11, le 20 juillet 1969

Ce chapitre présente les principales caractéristiques des régions périglaciaires sur Terre et sur Mars ainsi que l'impact des changements climatiques sur le pergélisol de ces régions.

La première section est consacrée aux régions périglaciaires sur Terre et particulièrement au pergélisol de ces régions (cf. section 1.1). Nous nous intéresserons notamment aux régions à pergélisol riche en glace et à leur ensemble de modèles de surface typique.

La seconde section est dédiée à la planète Mars et à son histoire climatique ayant conduit à la formation de son pergélisol actuel (cf. section 1.2) :

- La première et la deuxième sous-section exposent les caractéristiques de la planète Mars (climat, topographie et géologie) (cf. section 1.2.1) et les différentes missions spatiales d'exploration de Mars (cf. section 1.2.2).
- La troisième sous-section présente l'état actuel des connaissances de l'histoire géo-climatique de Mars depuis l'arrivée des sondes spatiales (cf. section 1.2.3).
- Enfin, la quatrième sous-section est focalisée sur le pergélisol de Mars et ses possibles liens avec des changements climatiques globaux de la planète (cf. section 1.2.4).
- Enfin, la cinquième sous-section est consacrée à la région d'Utopia Planitia et à ses modèles potentiellement périglaciaires (cf. section 1.2.5).

Pour finir, la troisième section expose la problématique scientifique de la thèse : la formation et l'évolution d'un pergélisol riche en glace en prenant comme sujet d'étude la région d'Utopia Planitia sur Mars (cf. section 1.3).

1.1 Les régions périglaciaires sur Terre

Il est très important de correctement définir les différents termes relatifs au pergélisol afin de convenablement décrire le pergélisol présent sur d'autres planètes comme sur la planète Mars.

Le terme “**périglaciaire**” a depuis longtemps été source de débat tout au long de l'évolution de la science du périglaciaire à cause de sa définition. Le terme fut introduit par Lozinski (1909) pour décrire le climat et les structures contrôlées climatiquement adjacentes à la calotte de glace du Pléistocène.

Plus tard, de nombreux auteurs ont étendu le terme aux processus et modelés non glaciaires de climat froid sans distinction d'âge ou de proximité aux glaciers (Dylik, 1964a,b; Tricart and Cailleux, 1967). Deux critères semblent être caractéristiques d'un environnement périglaciaire : (i) le processus de gel et de dégel du sol et ; (ii) la présence d'un pergélisol (Tricart and Cailleux, 1967; Péwé, 1969).

D'une manière générale, l'usage moderne du terme de “périglaciaire” fait référence aux processus, modelés, paysage (formé de modelés), régions et conditions associés aux conditions froides mais non glaciaires (c'est-à-dire non recouverte par la glace) (ACGR, 1988; French, 2007; Berthling and Etzelmüller, 2011).



FIGURE 1.1 – Vue satellitaire de l'Arctique concentrant 75% des zones à pergélisol de la Terre (centré sur le pôle nord) (mosaïque d'images du satellites Nimbus 7, POES et Terra). Source SciencePhotoLibrary.

1.1.1 Le climat des régions périglaciaires

Le climat gouverne la présence et la distribution du pergélisol à l'échelle du continent. Il est très difficile de classer les climats dans les régions périglaciaires à cause des variations des conditions climatiques entre les régions. Cependant, French (2007) a proposé une classification basé sur des critères d'insolation, de température, de taux de précipitation et d'altitudes en six zones climatiques (Fig. 1.2) :

		Latitude	Mean annual temperature (°C)	Annual temperature range	Total precipitation (mm)
High Arctic Climates	Spitsbergen	78° N	-8	25	298
	Sachs Harbour (Ikaahuk)	72° N	-14	36	93
Continental climates	Yakutsk	62° N	-10	62	247
	Dawson City	64° N	-5	45	343
Alpine Climates	Sonnblick	47° N	-7	15	1638
	Niwot Ridge	39° N	-3	22	1021
Qinghai-Xizang Plateau (Tibet)	Fenghuo Shan	34° N	-6	23	345
Low annual temperature range	Jan Mayen	71° N	0	8	365
	Gruytviken	54° S	+2	7	1309
Antarctica	Inexpressible Island	74° S	-18	19	N/A

FIGURE 1.2 – Différentes zones climatiques du domaine périglaciaires sur Terre basées sur des critères d'insolation, de température, de taux de précipitation et d'altitudes d'après French (2007) Données AES, Canada ; INSTAAR, USA ; PNRA, Italy ; Northwest Railway Institute, China.

Climat du haut Arctique (Fig. 1.2) : il est présent aux latitudes polaires : par exemple les îles du Spitzberg (78° N) et de Sachs Harbour (72° N Arctique canadien) (Fig. 1.3). Les températures sont très faibles en hiver (-20 à -30°C) pendant plusieurs mois lors de la nuit polaire (septembre à mai). Les températures ne sont au dessus de 0°C que trois mois par an (+4-6° C de juin à août). Les précipitations sont très faibles, la moitié sous forme de pluie en été. Dans l'Arctique canadien, elles sont de 100 mm par an alors que pour le Spitzberg qui subit l'influence marine, les précipitations sont de 250-400 mm par an. La végétation présente sous ce climat s'appelle la toundra.

Climat continental (Fig. 1.2) : il est rencontré dans les régions continentales de Sibérie (ville de Iakoutsk à 62° N en Yakoutie Centrale) et du sub-Arctique (Alaska et nord du Canada) (ville de Dawson City à 64° N au Canada) (Fig. 1.3). La plupart de ces régions subissent une plus grande variation annuelle de température que le haut Arctique. Bien que la température moyenne annuelle soit similaire aux régions du haut Arctique, l'écart entre les températures en hiver et en été est très important. Par exemple, à Iakoutsk, la température moyenne est de -40°C en hiver et de +20°C en été, causant une variation annuelle importante de 60°C. En outre, les températures sont au dessus de 0°C pendant 6 mois par an (de mai à septembre). Les précipitations de ces régions sont plus importantes, entre 250 mm et 600 mm par an avec une majorité en été sous forme de pluie. Toutefois, le taux d'évaporation est très important en été, par conséquent le sol contient peu d'eau en subsurface. La végétation présente sous ces conditions climatiques s'appelle la taïga ou la forêt boréale.

Plateau du Qinghai-Xizang : il est situé dans la région du Tibet (Fenghuo Shan à 34°N en Chine) (Fig. 1.2). A cause des hautes altitudes et faible latitude, les variations saisonnières et diurnes sont très importantes. La température annuelle moyenne est de -2°C à -6°C. Les précipitations sont faibles et comparables aux hautes latitudes, entre 200 et 600 mm.

Climat alpin : il est caractéristique des hautes altitudes dans les moyennes latitudes (~ 45°N) (Fig. 1.2). Ces conditions ne sont rencontrés que pour des altitudes > 2000-4000 m dans les montagnes en Europe et en Amérique du Nord tandis qu'elles sont proches du niveau de la mer pour l'Islande, la Scandinavie, le nord du Labrador-Ungava. Les températures ne sont pas aussi froide que pour les régions à climat continental ou du haut Arctique. La localisation aux moyennes latitudes implique des variations saisonnières et diurnes sont importantes, les températures oscillant autour de 0°C. Les précipitations sont très importantes due aux effets

sont parmi les régions les plus froides, venteuses et arides sur Terre. Ces conditions extrêmes sont considérées comme étant analogues aux conditions régnantes actuellement sur Mars (cf. Fig. 1.27).



FIGURE 1.4 – Carte de l’Antarctique montrant la localisation des lieux représentant les différentes zones climatiques du domaine périglaciaires sur Terre de la Fig. 1.2, d’après French (2007). En vert : la zone à climat de faibles variations annuelles. En bleu : la zone à climat très froid et sec de l’Antarctique.

1.1.2 Le pergélisol

Le “**pergélisol**” (en anglais “permafrost”) est défini thermiquement : c’est un sol (au sens large : un sol et/ou une roche) qui reste à ou en dessous de 0°C durant au moins deux années consécutives (Fig. 1.5) (Washburn, 1973; ACGR, 1988). Le pergélisol peut être gelé de façon “diurne”, “saisonnnière” ou “pérenne” (en anglais on parle “perennially-frozen ground” et non plus de “permanently-frozen ground”) (French and Shur, 2010). L’épaisseur du pergélisol varie de quelques centimètres à quelques centaines de mètres (French, 2007). Le pergélisol le plus profond sur Terre atteint ~1500 m et se trouve en Yakoutie Centrale (Sibérie) (Washburn, 1973). L’extension verticale du pergélisol est limitée en profondeur par le flux géothermique (Fig. 1.5).

La surface au sommet du pergélisol est appelé “**toit du pergélisol**” (en anglais “permafrost table”) (Fig. 1.5) (French, 2007). La couche au dessus du toit du pergélisol qui gel en hiver et dégel en été (gelé saisonnièrement) est appelé “**couche active**”, son épaisseur est de quelques centimètres à quelques mètres et varie selon les années et selon les lieux (Fig. 1.5) (ACGR, 1988). Des zones non gelées appelés “taliks” sont possibles à l’intérieur et au dessus du pergélisol (Fig. 1.5) (ACGR, 1988).

A noter que le terme “pergélisol” n’indique pas si le sol contient de la glace ou non. Le pergélisol peut comporter de la glace (ou de l’eau) en différente concentration ou comporter très peu ou pas de glace. Il est alors défini alors comme étant anhydre, c’est notamment le cas de certaines régions de l’Antarctique (cf. section 1.1.4).

Selon l’origine du pergélisol, deux types de pergélisol sont distingués : épigénétique et syn-génétique.

- Le pergélisol “**épigénétique**” se forme lorsque des sédiments ou des roches subissent des conditions froides pérennes conduisant au gel progressif à partir de la surface (ACGR,

1988). Dans ce cas, l'âge du pergélisol (lors du gel) est postérieur à l'âge des sédiments ou des roches avec des différences d'âge parfois considérables (millions d'années).

- Le pergélisol “**syngénétique**” se forme lorsque le dépôt des sédiments se produit sous des conditions froides conduisant au gel in-situ des sédiments et à l'aggradation vers le haut du pergélisol (ACGR, 1988). Dans ce cas, l'âge du pergélisol est approximativement semblable à l'âge des sédiments.

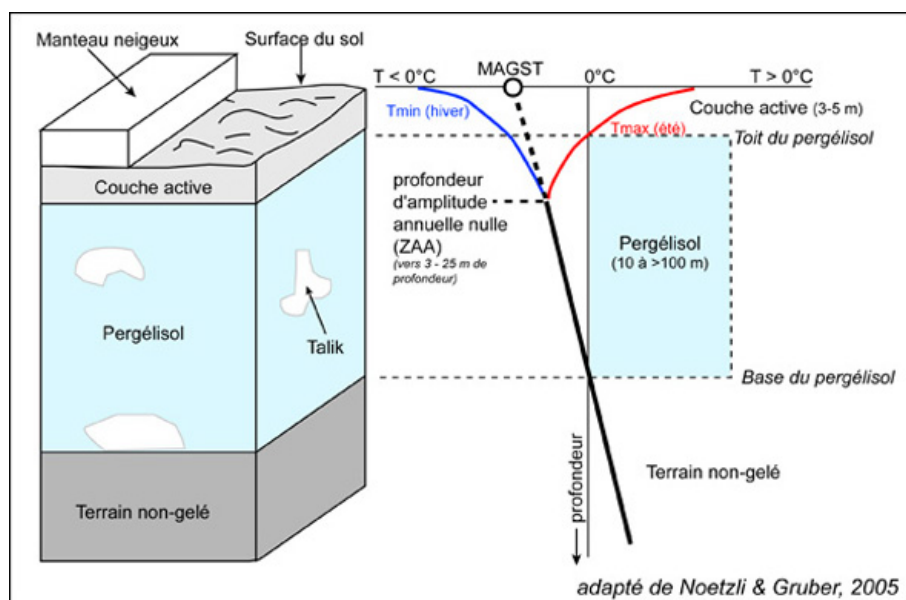


FIGURE 1.5 – Profil vertical d'un pergélisol. MAGST signifie “Mean Annual Ground Surface Temperature” : la moyenne annuelle des températures de la surface du sol (adapté de Noetzli & Gruber, 2005). D'après la Société Suisse de Géomorphologie.

1.1.3 Distribution géographique du pergélisol

Le pergélisol est observé dans deux zones géographiques qui peuvent se recouper : les hautes latitudes et les hautes altitudes (Washburn, 1973). Par conséquent, le pergélisol peut être classifié selon la zone géographique comme : (i) un pergélisol latitudinal, ou polaire, présent dans les régions de l'Arctique et de l'Antarctique ; (ii) un pergélisol alpin présent dans les zones montagneuses (en incluant certains volcans) ; et (iii) un pergélisol de plateau présent par exemple sur le plateau Quinghai-Xizang en Chine (French, 2007). Dans cette thèse, nous nous intéressons au pergélisol latitudinal.

Le pergélisol est très présent dans l'hémisphère nord puisqu'il occupe approximativement 23 à 25 % de la surface des continents de l'hémisphère nord (Fig. 1.6) (Washburn, 1973). La majorité des zones à pergélisol sont situées sur le territoire de la Fédération de Russie (40 %) et au Canada (25 %) ; les autres pays (Chine, Groenland et Alaska) n'ayant que quelques pourcents (6-9 %) (French, 2007).

Le pergélisol est habituellement classifié selon son étendu verticale et horizontale comme étant : continu (90-100 %) ; discontinu (50-90 %) ; sporadique (10-50 %) ; ou isolé (0-10 %) (Fig. 1.6) (Washburn, 1973; Black, 1976a).



FIGURE 1.6 – Carte de la répartition du pergélisol dans l’hémisphère nord sur Terre (2005). D’après la “International Permafrost Association” et le “Circumpolar Active-Layer Permafrost System” (CAPS) (Philippe Rekacewicz, UNEP/GRID-Arendal). Les cercles représentent les régions à pergélisol riche en glace que nous avons étudié : la Yakoutie Centrale et le delta du Mackenzie.

1.1.4 Contenu en glace

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. section 1.1.2), le pergélisol peut contenir de la glace en différentes teneurs. La glace présente dans le pergélisol est dénommée "**glace de sol**" (en anglais "ground-ice"), elle fait référence à tous les types de glace remplissant les pores, cavités du sol ou des roches (ACGR, 1988). Initialement non incluse (Mackay, 1972; ACGR, 1988), la glace de surface enfouie dans le pergélisol est maintenant incluse dans cette définition (French, 2007).

Deux paramètres quantitatifs sont utilisés afin de caractériser la quantité de glace dans un pergélisol : la teneur en glace et le volume de glace en excès. La "**teneur en glace**" (en anglais "ice-content") d'un sol est défini comme le rapport du poids de la glace (P_{glace}) sur le poids du sol sec ($P_{sol\ sec}$) $\frac{P_{glace}}{P_{sol\ sec}}$ et est exprimée en pourcentage (ACGR, 1988). Les sols avec une faible teneur en glace possèdent généralement 40-50 % de glace. Les sols avec une forte teneur en glace sont habituellement composés de particules fines (taille silt ou argile) avec des valeurs entre 50-150 % de glace (French, 2007). A noter qu'il est également possible de voir la teneur en glace exprimé en pourcentage volumétrique, dans ce cas la teneur ne dépasse pas 100 %.

Dans le cas de sol ayant une forte teneur en glace, un autre paramètre est utilisé afin de caractériser la quantité de glace : le volume de "**glace en excès**" (en anglais "excess-ice"). La glace en excès est défini comme le volume de glace de sol dépassant le volume total des pores d'un sol naturellement non gelé (ACGR, 1988). La teneur en glace en volume est ainsi défini comme le rapport du volume de la glace (V_{glace}) sur le volume des sédiment ($V_{sediment}$) $\frac{V_{glace}}{V_{sediment} + V_{glace}}$ et est exprimée en pourcentage (ACGR, 1988). Les sédiments contenant de la glace en excès sont qualifiés de "**riche en glace**" et contiennent entre 15 et 50 % de glace en excès avec parfois des valeurs atteignant 70-80 % (French, 2007). Par comparaison, la teneur de glace en poids de ce pergélisol est de 50 à 150 % (French, 2007). Ces sédiments sont très sensibles à la fonte qui engendre une subsidence du sol à cause de la perte de volume (cf. section 1.1.5.2).

Les régions comportant un pergélisol riche en glace sont situées dans la zone à pergélisol continu en Sibérie Orientale, au nord du Canada ou encore en Alaska (Fig. 1.6) (Washburn, 1973; French, 2007). Le pergélisol contient environ 50 % de glace en excès en volume mais atteint fréquemment 70-80 % (Mackay, 1972; Soloviev, 1973a; Carter, 1988). Par comparaison, les régions présentant un pergélisol avec une très faible teneur en glace sont situées au Groenland ou en Antarctique. Par exemple les vallées de McMurdo comportent un pergélisol continu contenant une teneur en glace variant de 0 à 30 % (en poids) (Péwé, 1959; Bockheim et al., 2007).

La glace de sol peut être classifiée selon son origine. Elle peut être d'origine "épigénétique" : formée après le dépôt des sédiments hôtes ; ou "syngénétique" : formée en même temps ou rapidement après le dépôt des sédiments hôtes (Black, 1976a).

Dans le pergélisol, la glace de sol peut être rencontrée sous diverses formes. Plusieurs classifications existent, la littérature russe par exemple distingue plusieurs types de glace de sol selon la genèse, la composition de la glace (Melnikov and Spesivtsev, 2000). Ici, pour plus de simplicité et dans la perspective d'une discussion à propos de la glace de sol sur Mars, nous allons exposer une classification basée sur (i) la source de l'eau avant le gel et, (ii) le processus de transfert de l'eau lors du gel (Mackay, 1972; Washburn, 1973; French and Shur, 2010). Cette classification à l'avantage de faire ressortir les processus conduisant au gèle et de mettre en évidence les principaux types de glace de sol associés à des modelés géomorphologiques de surface (French, 2007). A noter que les différents types de glace enfouie (glaciaire, lacustre,

fluvatile : radeau de glace, ...) ne sont pas inclus dans cette présente classification.

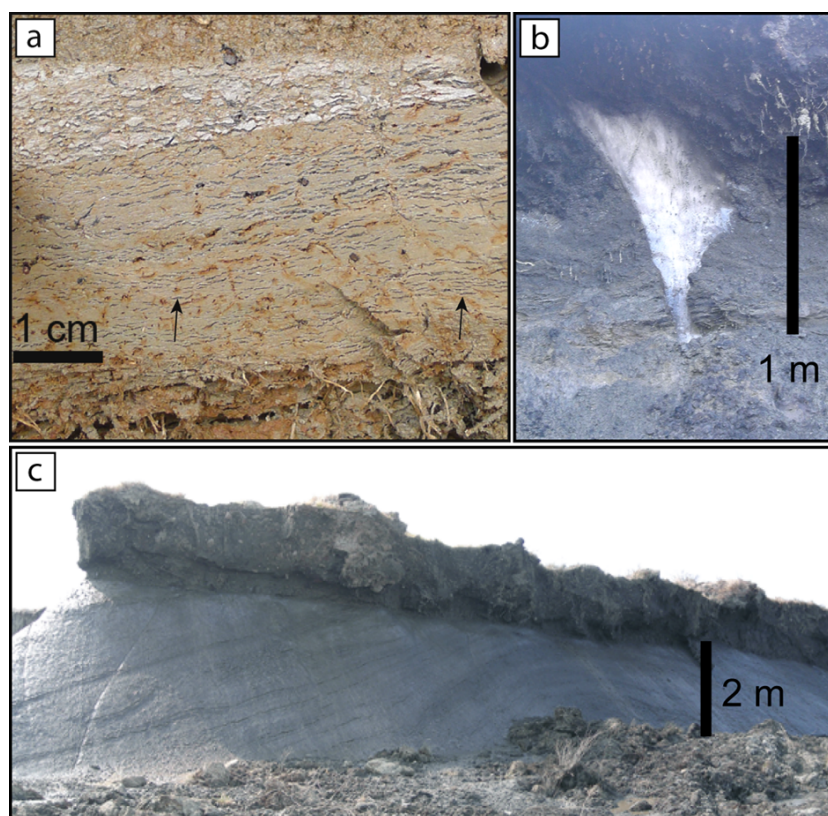


FIGURE 1.7 – Type de glace de sol dans un pergélisol riche en glace : (a) glace de ségrégation sous forme de lentilles (flèches ; Yakoutie Centrale, Sibérie, campagne de terrain 2010) ; (b) glace de veine (delta du Mackenzie, Canada, campagne de terrain 2009) ; (c) glace massive vraisemblablement d’origine glaciaire (delta du Mackenzie, campagne de terrain 2009).

La “**glace de pores**”, parfois nommée “glace interstitielle”, est celle qui cimente les grains ensemble (French and Shur, 2010). Elle se forme dans les pores du sol par gèle in-situ d’eau présent dans le sédiment. Elle est présente en différente quantité due à la variation du contenu initial en eau des pores du sédiment. Lorsqu’elle fond, la glace interstitielle produit un volume d’eau inférieur ou égal au volume des vides du sol (ACGR, 1988).

La “**glace de ségrégation**” forme des lentilles de quelques millimètres à plusieurs dizaines de mètres d’épaisseur (Fig. 1.7a) (ACGR, 1988). La distinction avec la glace de pores est due à la teneur en glace qui est beaucoup plus importante pour la glace de ségrégation. Elle se forme lorsque l’eau non gelée est aspirée vers le front de gel (phénomène de **cryosuction**) (ACGR, 1988). Les sédiments fins en particulier favorisent une importante ségrégation de la glace et ont par conséquent, généralement une forte teneur en glace (cf. paragraphe précédent) (French, 2007). Les sédiments contenant de la glace de ségrégation sont particulièrement sensibles à la fonte (cf. section 1.1.5.2).

La “**glace de veine**” se trouve à l’intérieur des fractures de contraction thermique formant les polygones (Fig. 1.7b et cf. section 1.1.5.3) (Washburn, 1973; Black, 1976b). Dans certaines régions, les coins composent 20-50 % du volume total de glace de sol des premiers 5-10 m du pergélisol (French, 2007).

La “**glace intrusive**” (ou d’injection) se forme par congélation d’eau injectée, en général sous pression, dans un encaissant de sol gelé (Mackay, 1972; ACGR, 1988). L’exemple le plus

spectaculaire sont les pingos qui se forment par expulsion et gel d'eau sous pression (Fig. 1.7b et cf. section 1.1.5.3) (Mackay, 1985).

La “**glace massive**” est un terme générique décrivant les masses importantes de glace de sol (Mackay, 1971; ACGR, 1988). Ces masses de glace peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur dans le pergélisol (Fig. 1.7c) (Mackay, 1972; Mackay and Dallimore, 1992). Ces masses peuvent être d'origine glaciaire et avoir été enfouies ou être d'origine intra-sédimentaire (formées par ségrégation) (ACGR, 1988).

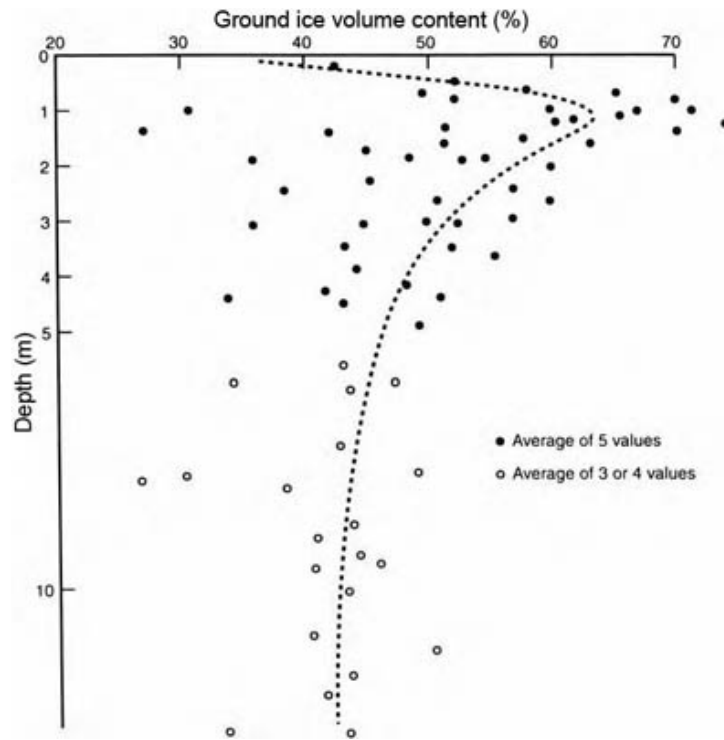


FIGURE 1.8 – Distribution de la teneur en glace (en volume) en fonction de la profondeur dans un pergélisol (Richards Island, delta du Mackenzie) d'après Pollard and French (1980) et tiré de French (2007).

En général, la teneur en glace est plus importante dans les sédiments que dans les roches, ceci est due au fait que la porosité est généralement plus importante dans les sédiments mais surtout à cause du processus de ségrégation de la glace qui y est favorisé dans les sédiments (French, 2007).

Dans le pergélisol, la distribution de la glace varie selon la profondeur. La majorité de la glace de sol est distribuée dans les premiers 10 m du pergélisol à partir du toit du pergélisol (Fig. 1.8) (Black, 1976b; French, 2007). La glace de sol est concentrée en dessous du toit du pergélisol dans les premiers 1-3 m puis diminue rapidement avec la profondeur due à la présence des coins de glace uniquement dans les premiers mètres (Pollard and French, 1980; French, 2007). Dans le cas de pergélisol syngénétique riche en glace, la zone à forte teneur en glace peut s'étendre plus en profondeur et atteindre quelques dizaines de mètres (French, 2007).

1.1.5 Le pergélisol riche en glace sur Terre : influence des changements climatiques

Dans le cadre de notre étude des liens entre pergélisol et changements climatiques, nous nous focalisons ici sur les pergélisols syngénétiques car ce sont les pergélisols présentant (i) des teneurs en glace très élevées et de ce fait, (ii) une sensibilité importante aux changements climatiques.

Les pergélisols syngénétiques riches en glace se trouvent dans la zone de pergélisol continu, ils sont présents dans plusieurs régions en Sibérie Orientale (Yakoutie Centrale, Sibérie du nord-est), dans la zone arctique du Canada (delta du Mackenzie, Yukon, certaines îles de l'archipel arctique (Banks, Victoria Island...)) et de l'Alaska (Fig. 1.6) (Washburn, 1973; Black, 1976a). Ces pergélisols sont “reliques”, leur formation date de la fin du Pléistocène (entre ~ -11 et -110 ka), d'après la datation de glace de sol et la découverte d'os de mammouths pléistocènes, mais ils ont été conservés jusqu'à aujourd'hui (Mackay, 1972; Washburn, 1973). Les pergélisols syngénétiques reliques sont généralement (i) très épais, (ii) riches en glace et, (iii) composés de sédiments d'origine variées (fluviales, éolien, lacustre, marine) (Romanovskii et al., 2000; French and Shur, 2010; Kanevskiy et al., 2011). Leur grande épaisseur et richesse en glace sont principalement dues à leur histoire durant le Quaternaire.

Cependant, encore aujourd'hui des pergélisols syngénétiques peuvent se former dans certaines régions, comme le delta du Mackenzie ou le delta de la Lena. Leur formation est due à l'accumulation de sédiments sous conditions très froides mais ce pergélisol est très superficiel (Washburn, 1973; French, 2007).

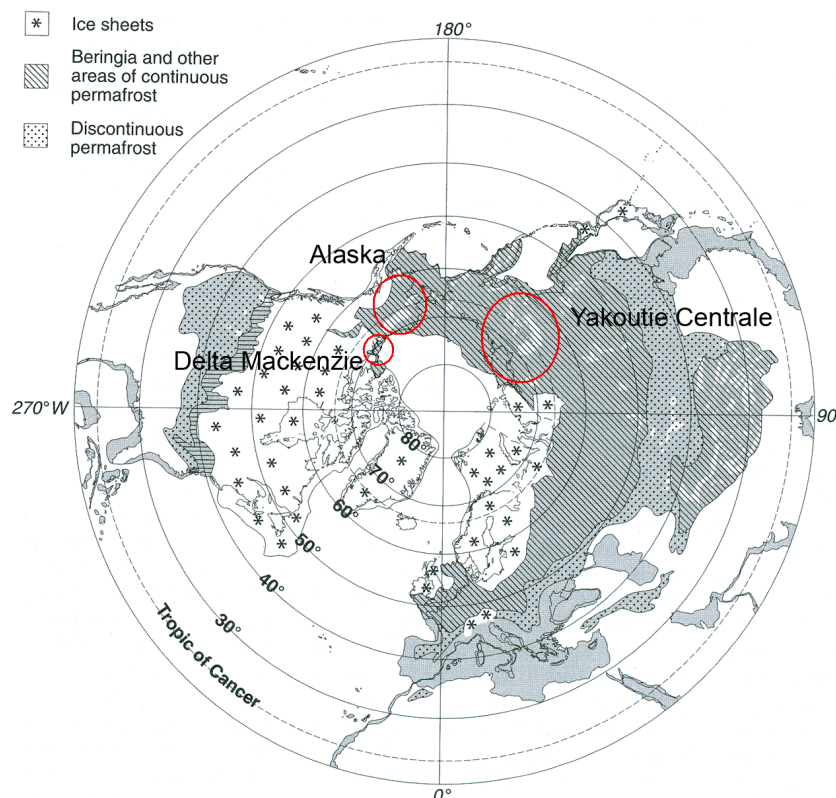


FIGURE 1.9 – Extension de la dernière grande glaciation en Hemisphere Nord et distribution du pergélisol à la fin du Pléistocène (18 ka). Les cercles rouges représentent les régions non recouvertes par la calotte de glace et où s'est formé un pergélisol riche en glace. Modélisation CCGM-CGMW-ANDRA 1999. D'après French (2007).

1.1.5.1 Une formation lors des périodes glaciaires du Pléistocène

Lors de la dernière grande glaciation de la fin du Pléistocène (~ -18 ka), certaines régions de Sibérie Orientale, du Canada et de l'Alaska n'étaient pas recouvertes par la calotte glaciaire (Fig. 1.9) (French, 2007). Des périodes ininterrompues de conditions froides combinées à une accumulation importante de sédiments au sein de bassins ont conduit à l'aggradation d'un pergélisol (syngénétique) continu et très épais de plusieurs centaines de mètres. La nature des sédiments déposés varie selon les contextes géologiques des régions et selon les périodes de temps : leur origine peut être éolienne, lacustre, fluviale ou marine (Péwé, 1969; Washburn, 1973; Rampton, 1988; Grosse et al., 2007; Schirmermeister et al., 2008).

L'absence de calotte de glace sur ces régions est vraisemblablement due à une certaine aridité due à la considérable surface continentale et la ceinture de montagnes environnantes qui ont empêché l'arrivée d'air humide provenant des océans Atlantique et Pacifique (French, 2007).

Il est difficile de synthétiser l'histoire géologique et climatique de la Yakoutie Centrale, de l'Alaska et du delta du Mackenzie durant le Pléistocène car elle est complexe. Toutefois, nous allons résumer l'état actuel des connaissances de la formation du pergélisol riche en glace de ces régions.

Les basses plaines de la Yakoutie Centrale, mais aussi du nord-est de la Sibérie (côtes de la mer de Laptev), comportent un pergélisol syngénétique continu riche en glace de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (> 500 m) (Fig. 1.9) (Soloviev, 1973a; Romanovskii et al., 2000; Schirmermeister et al., 2002; Grosse et al., 2007). Le pergélisol est composé de sédiments fins (de silt à sable) à glace de ségrégation recoupés par des coins de glace syngénétiques très épais ($\sim 20-40$ m). La teneur moyenne en glace est élevée, jusqu'à $\sim 70-80$ % en volume, c'est pourquoi il est dénommé "ice-complex" ou "Yedoma" (Soloviev, 1973a; Romanovskii et al., 2000). L'origine des sédiments du "ice-complex" est très variée : fluviales, lacustres, éoliens (niveo-éolien, loessique, ...) reflétant les différents environnements de dépôts (Schirmermeister et al., 2002; Sher et al., 2005; Grosse et al., 2007).

Une grande partie de l'Alaska est couverte par une épaisse séquence de sédiments pléistocènes formant un pergélisol syngénétique riche en glace similaire au Yedoma décrit en Sibérie (Fig. 1.9) (Carter, 1988; Shur et al., 2004; Kanevskiy et al., 2011). La similitude entre les deux pergélisols s'explique par le fait que lors de la dernière glaciation à la fin du Pléistocène, le niveau marin a beaucoup baissé conduisant à la jonction de l'Alaska et de la Sibérie orientale via le détroit de Béring pour former un seul continent connu sous le nom de "Beringia" (Fig. 1.9) (French, 2007). Dans la littérature périglaciaire, le terme "Yedoma" est maintenant utilisé pour décrire des sédiments fins riches en glace de la fin du Pléistocène (Schirmermeister et al., 2008; Kanevskiy et al., 2011).

Le delta du Mackenzie comporte également un pergélisol épais et riche en glace (Mackay, 1963; Pollard and French, 1980; Taylor et al., 1996). Le pergélisol est composé de sédiments pléistocènes contenant une teneur en glace d'environ ~ 50 % avec des valeurs allant jusqu'à $70-80$ % en volume (Mackay, 1972; Mackay and Matthews Jr., 1983; Murton, 2005). De la même manière que les sédiments de Yedoma, les sédiments quaternaire du delta du Mackenzie ont des origines diverses (Rampton, 1988; Bateman and Murton, 2006; Murton, 2009). Certaines régions comme la péninsule de Tuktoyaktuk ou quelques îles du delta du Mackenzie n'ont pas été recouvertes durant la dernière glaciation du Pléistocène, conduisant à la formation d'un pergélisol riche en glace avec de nombreux coins de glace et de glace massive (Fig. 1.9) (Rampton, 1988; French and Harry, 1990).

En résumé, toutes ces régions (Yakoutie Centrale, Alaska, Péninsule de Tuktoyaktuk) ont

eu en commun : (i) des conditions climatiques très froides et sèches permettant une aggradation importante d'un (ii) pergélisol syngénétique épais composé de (iii) sédiments polygéniques déposés dans (iv) des bassins sédimentaires non recouverts par les calottes glaciaires (Romanovskii et al., 2000; Burr et al., 2009; French and Shur, 2010; Kanevskiy et al., 2011).

1.1.5.2 Une dégradation liée aux changements climatiques

Les régions à pergélisol riche en glace présentent des paysages très dégradés comportant de nombreuses dépressions et lacs Dylik (1964a). La dégradation d'un pergélisol est appelée thermokarst (Popov, 1956; Black, 1969; Washburn, 1973; ACGR, 1988). Le terme thermokarst fut utilisé en premier par Ermolaev (1932a, b) pour décrire des terrains bosselés irréguliers dus à la fonte de sédiments contenant de la glace le long de la côte de la Mer de Laptev au nord de la Sibérie.

Le “**thermokarst**” est défini comme la perturbation de l'équilibre thermique du pergélisol consécutive à une augmentation de la température du sol qui génère un approfondissement correspondant de la profondeur de la couche active (Katchurin, 1962; Czudek and Demek, 1970; French and Egginton, 1973; Soloviev, 1973b). La déstabilisation thermique du pergélisol entraîne la dégradation de la glace du sol par un changement d'état de la glace, par la fonte ou la sublimation, provoquant une subsidence du sol à cause de la perte de volume (French, 2007). Le thermokarst désigne les modelés et processus associés à la dégradation du pergélisol (French, 2007).

De multiples facteurs peuvent entraîner la déstabilisation thermique du pergélisol sur Terre. Ils peuvent être d'origine locale, régionale ou globale (Popov, 1956; Czudek and Demek, 1970; French, 2007) :

- Les causes locales incluent l'accumulation d'eau, les glissements de terrain et la destruction de végétation (feux de forêts, activité humaine, ...).
- Les causes régionales ou globales. Elles peuvent être d'origines climatiques, l'augmentation de la température de l'air en été (augmentation de la continentalité), l'augmentation de la température moyenne de l'air (réchauffement climatique) et/ou l'augmentation de l'humidité (pluie, neige...).

Sur Terre, la morphologie et la distribution de la dégradation du pergélisol (thermokarst) dépendent de deux paramètres essentiels (Fig. 1.10) (Katchurin, 1962; Czudek and Demek, 1970; French and Egginton, 1973; Rampton, 1974) :

- La déstabilisation thermique (cause et durée)
- Le contenu en glace du pergélisol : sa teneur (reliée in fine au type de glace de sol) et sa distribution (verticale et horizontale)

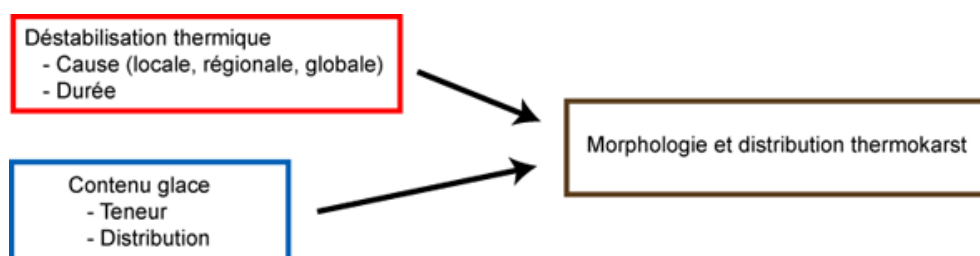


FIGURE 1.10 – Paramètres contrôlant la morphologie et la distribution du thermokarst sur Terre : l'intensité de la déstabilisation thermique et le contenu en glace du pergélisol (Katchurin, 1962; Czudek and Demek, 1970; French and Egginton, 1973).

Par exemple, les régions de Sibérie Orientale, du Canada et de l'Alaska montrent un thermokarst très développé à une échelle régionale qui est dû à la réunion de deux conditions : (i) une forte teneur en glace du pergélisol (50-80% en volume) et (ii) une période de réchauffement climatique important (Fig. 1.10) (Dylik, 1964a; Soloviev, 1973b; French, 2007).

Par ailleurs, d'autres facteurs régionaux, comme la topographie et la géologie, peuvent influencer la distribution du thermokarst. Par exemple, le dépôt de sédiments riches en glace peut être guidé par la topographie contrôlant ainsi la distribution de la teneur en glace à une échelle régionale. En outre, la teneur en glace dépend en partie de la nature et de la granulométrie des sédiments (cf. section 1.1.4).

En outre, les possibles héritages morpho-climatiques peuvent influencer la morphologie finale du thermokarst. Par exemple, au sud du delta du Mackenzie, de nombreux lacs thermokarstiques ont une forme allongée (direction NE-SO) près de la ville d'Inuvik (Mackay, 1963). Leur forme allongée résulte non pas du thermokarst mais d'un héritage glaciaire (Mackay, 1963). Lors d'une période glaciaire antérieure, l'avancée des glaciers a creusé la roche sculptant des cuvettes allongées. Des sédiments riches en glace se sont déposés à l'intérieur des cuvettes qui par la suite, ont été dégradés formant des lacs thermokarstiques.

Le développement maximal du thermokarst dans les régions arctiques et sub-arctiques s'est produit au début de l'Holocène (~ -13 à -6 ka "Holocene Thermal Maximum") lors d'un optimum climatique à la transition entre la période glaciaire de la fin du Pléistocène et la période interglaciaire de l'Holocène (Dylik, 1964b; Rampton, 1974, 1988; Romanovskii et al., 2000). Par ailleurs, ce réchauffement climatique global fut relativement différent (intensité et durée) selon les régions engendrant une dégradation différente des régions (Rampton, 1988; Schirmermeister et al., 2002; Kaufman et al., 2004; Wanner et al., 2008).

Trois facteurs de forçages climatiques seraient à l'origine de l'augmentation brutale et globale des températures (Rind and Overpeck, 1993; Kaufman et al., 2004; Wanner et al., 2008) :

- Un forçage du soleil dû à une activité solaire accrue qui a modifié le flux solaire reçu par la Terre (Beer et al., 2000; Bond et al., 2001).
- Un forçage orbital dû aux changements périodiques de la précession de la Terre (cycles de Milankovitch) qui ont modifié l'insolation (Berger and Loutre, 1991; Berger, 1992; Laskar and Robutel, 1993).
- Un forçage volcanique dû à l'émission massive de gaz à effet de serre et de tephra (Röbäck, 2000; Shindell et al., 2004).

Il semble que le réchauffement climatiques dans les régions arctiques soit due à une augmentation de l'insolation (Kaufman et al., 2004). Lors de cette période, les régions à pergélisol riche en glace n'étant pas recouvertes par la calotte de glace, l'énergie solaire a été vraisemblablement absorbée par les surfaces continentales et non réfléchi par la glace (Kaufman et al., 2004). Ceci a entraîné une déstabilisation thermique importante et régionale du pergélisol qui causé une dégradation profonde du pergélisol par le thermokarst. Le paysage de vastes régions a été considérablement modifié (Katchurin, 1962; Rampton, 1974).

La surface qui a été modifiée par le thermokarst représenterait ~ 40 - 50 % de la surface en Yakoutie Centrale (Sibérie Orientale) (Fig. 1.11) (Czudek and Demek, 1970; Soloviev, 1973b), ~ 61 % de la surface de la Kolyma (Sibérie du nord) (Veremeeva and Gubin, 2009) et ~ 30 - 50 % de la surface de la région du delta du Mackenzie (Burn, 2002; Mackay, 1963).

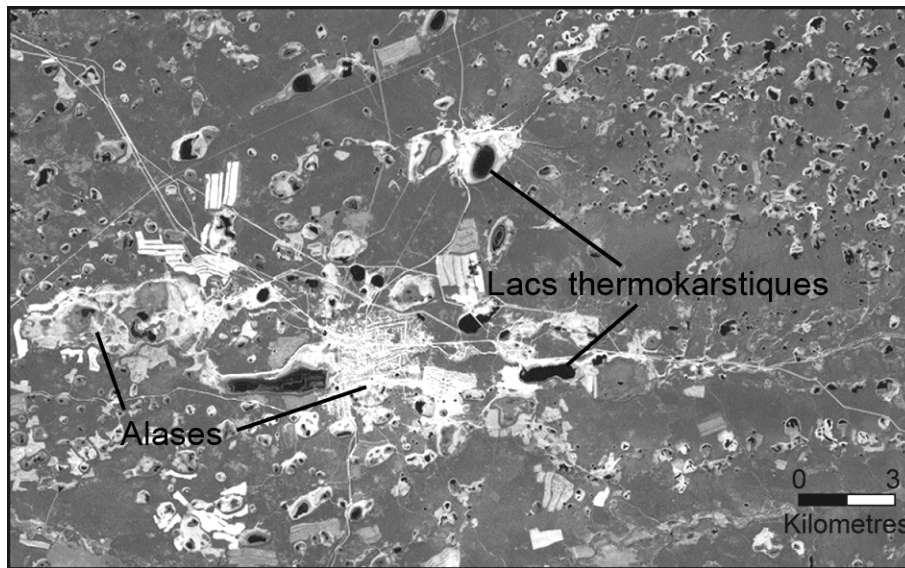


FIGURE 1.11 – Image satellite de la Yakoutie Centrale (Sibérie) montrant 40-50 % de la surface du pergélisol dégradée par les processus thermokarstiques (lacs thermokarstiques et alases : cf. section 1.1.5.3) (Image Corona, remerciement J. Skorve).

Dans le contexte actuel de réchauffement climatique global où les températures moyennes ont augmenté durant le 20^{ème} siècle (Bradley, 2000), les simulations semblent prédire que les hautes latitudes subiront l'augmentation la plus intense dans les années à venir (Houghton et al., 1990; Anisimov et al., 2001). Ceci est particulièrement dramatique pour les régions de l'Arctique et de l'Antarctique ayant un pergélisol car elles représentent des zones sensibles qui peuvent subir des modifications profondes dans le futur (ACIA, 2006). L'impact du réchauffement climatique sur le pergélisol peut conduire à une augmentation des processus thermokarstiques et avoir de sévères conséquences sur les activités humaines (infrastructures, industries, ...) (Lunardini, 1996; Nelson et al., 2001). Par exemple, il a été estimé qu'environ 10 à 30 % des plaines arctiques pourront être affectées par le thermokarst dans le futur (Jorgenson et al., 2006).

Par conséquent, la connaissance de la façon dont le pergélisol a été dégradé et les facteurs déclenchant sa dégradation sont des sujets de recherche de grande importance.

1.1.5.3 Ensemble de modelés

Dans cette thèse, le terme “**modelé**” (en anglais “landform”) désigne toute structure géomorphologique de surface créée par des processus périglaciaires (Fig. 1.12). De même, le terme “**ensemble de modelés**” (en anglais “assemblage of landforms”) désigne tous les modelés associés et reliés entre eux qui sont formés par des processus et des conditions climatiques similaires (Fig. 1.12). Les régions périglaciaires ayant différents climats (cf. section 1.1.1) et/ou différents types de pergélisol (cf. section 1.1.2 et 1.1.4), certains ensembles de modelés peuvent être indicatifs de processus et de conditions climatiques spécifiques (Fig. 1.12).

Un paysage périglaciaire peut être défini comme un ensemble organisé de modelés interconnectés et reliés spatialement entre eux (Haschenburger and Souch, 2004; Berthling and Etzelmüller, 2011) (Fig. 1.12). Cet ensemble de modelés est formé par des processus périglaciaires (en présence d’un pergélisol), mais également, par d’autres processus non périglaciaires (processus dits “azonaux” : fluviaux, éoliens...) qui sont contrôlés par les conditions climatiques périglaciaires (French, 2007). Cet ensemble de modelés est indicatif de processus et conditions périglaciaires et forment donc un “paysage périglaciaire” (Hättstrand, 1994; Berthling and Etzelmüller, 2011).

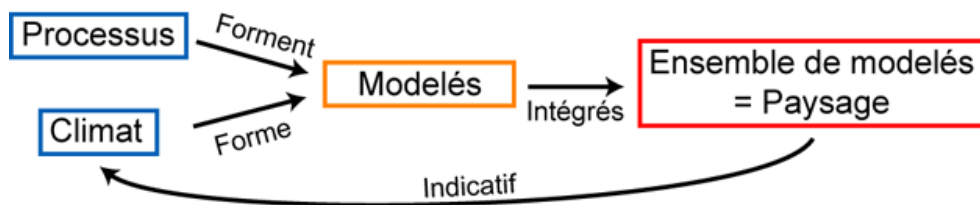


FIGURE 1.12 – Schéma résumant les interactions entre le climat et les processus pour former des modelés de surface. Les modelés associés et reliés spatialement peuvent être intégrés dans un ensemble de modelés pour former un paysage. Cet ensemble de modelés peut être indicatif de processus et de climat spécifiques.

Par exemple, les régions à pergélisol riche en glace comportent un ensemble de modelés typique (Hamelin and Cook, 1967; Black, 1976a). Dans cette section, nous allons résumer les principaux modelés se formant uniquement en présence d’un pergélisol riche en glace. A noter que ces régions présentent également d’autres modelés périglaciaires, mais ceux-ci ne sont donc pas indicatifs d’un pergélisol riche en glace. Les modelés associés au pergélisol peuvent être divisés en deux larges catégories : ceux formés lors de l’aggradation du pergélisol et ceux formés lors de la dégradation du pergélisol (French, 2007).

a) Polygones de contraction thermique

Les polygones de contraction thermique sont parmi les modelés les plus répandus dans les régions périglaciaires à pergélisol continu (Washburn, 1973; Black, 1976a; French, 2007). Le diamètre des polygones varie grandement, de ~ 5 -20 m de large dans le delta du Mackenzie (Canada) à ~ 60 -80 m de large en Sibérie orientale (Fig. 1.13) (Washburn, 1973; Lewkowicz, 1999; Mackay, 2000). Les plus grands polygones (~ 70 -100 m en diamètre) sont observés sur des terrasses marines au nord de la Sibérie (Kuzmin et al., 2002).

Leffingwell (1915) fut parmi les premiers à faire l'hypothèse que les polygones soient formés par des cycles de contraction thermique du sol gelé. La contraction-thermique d'un sol cimenté par la glace se produit en hiver lors d'une chute rapide et importante de la température de l'air (Fig. 1.14) (Lachenbruch, 1962; Kerfoot, 1972; Plug and Werner, 2001). Des études systématiques ont montré que la contraction thermique se produisait sous des températures de l'air froides entre ~ -25 et -40 °C (Mackay, 1993, 1997; Allard and Kasper, 1998; Mackay and Burn, 2002; Christiansen, 2005; Fortier and Allard, 2005).

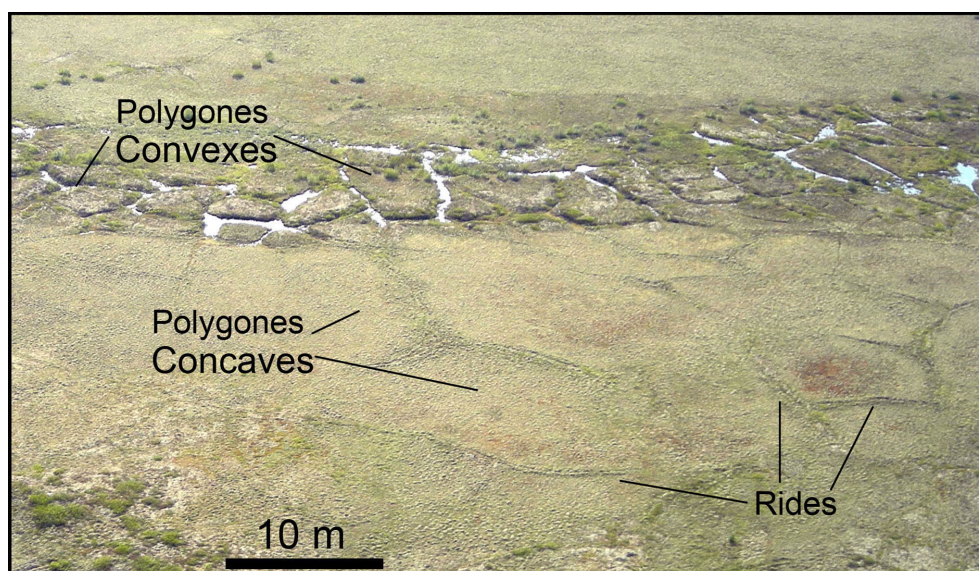


FIGURE 1.13 – Différentes tailles et génération de polygones formés par la contraction thermique du pergélisol (delta du Mackenzie, Canada, campagne de terrain 2009).

Certains auteurs ont suggéré que la contraction thermique se produisait en présence de pergélisol continu lorsque la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) était inférieure à -6°C (Péwé, 1973; Romanovskii, 1973). Or, cette indication de température (MAAT) ne donne aucune information sur la température la plus froide en hiver ou sur l'amplitude des températures. En outre, selon les auteurs et la région considérée, cette valeur de température moyenne varie grandement (Matsuoka, 2011). C'est pourquoi, plusieurs auteurs ont mis garde sur l'utilisation de ce seuil minimum de températures pour reconstruire les paléo-environnements périglaciaires (Black, 1976b; Mackay, 1999; French, 2007).

La contraction thermique dépend principalement de l'intensité de la baisse de température et de la température du sol, mais aussi de la granulométrie du sol, de la couverture neigeuse et de la végétation (Mackay, 1993; Mackay and Burn, 2002; Fortier and Allard, 2005). Selon Black (1976b), c'est la rapidité et l'intensité de la chute des températures en hiver (amplitude de températures) qui déclenche la contraction thermique. Par conséquent, il est difficile de corréler

directement la contraction thermique à la température moyenne annuelle ou en hiver (French, 2007).

L'espacement entre les fractures (diamètre des polygones) est fonction de la profondeur des fractures qui est elle-même contrôlée par les contraintes horizontales libérées (Lachenbruch, 1961, 1962). Ces contraintes dépendent principalement de l'intensité du refroidissement du sol et de la profondeur de la couche active, mais également, des propriétés physiques du sol comme la teneur en glace et la granulométrie (Lachenbruch, 1962; Mackay, 2000).

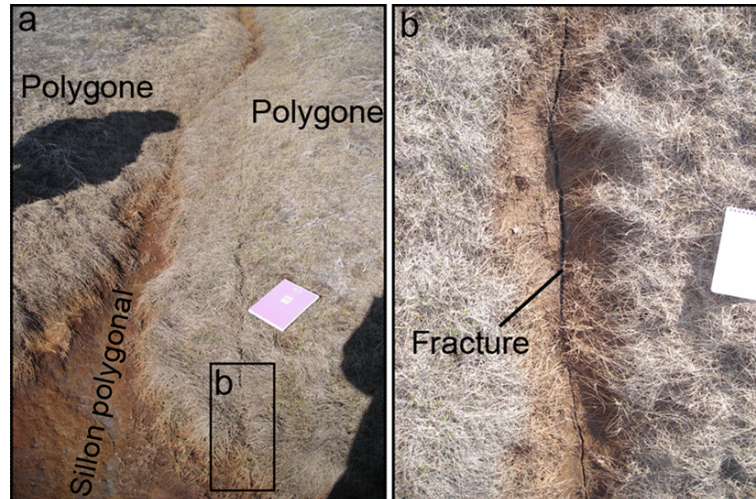


FIGURE 1.14 – (a) Vue oblique d'une fracture de contraction thermique recoupant le bord d'un polygone dans la région de Tuktoyaktuk. (b) Vue du dessus de la même fracture faisant quelques centimètres de large (delta du Mackenzie, Canada, campagne de terrain 2009). Voir la Fig. 1.16 pour une vue en coupe de la fracture.

La contraction thermique du sol forme un réseau de polygones pouvant montrer des organisations variées. Lachenbruch (1962) a démontré que les fractures ont tendance à se connecter à 90° formant des polygones orthogonaux. Ceci a été confirmé par des études sur le terrain montrant que les polygones ont des connexions à 90° mais également à 120° formant un “réseau orthogonal aléatoire” (Fig. 1.15a) (Black, 1952; Lachenbruch, 1963; Péwé, 1963; Kerfoot, 1972). Parfois, le réseau peut être “orthogonalement orienté”, par exemple, dans le cas de lac récemment drainé, les fractures se forment de façon concentrique et radiale au lac (Fig. 1.15b) (Black, 1952; Lachenbruch, 1963; Péwé, 1963; Mackay and Burn, 2002). De même, la formation de polygones le long de pente peut provoquer la formation d'un réseau orthogonal orienté dans le sens de la pente (Black, 1952; Mackay, 1995).

La prévalence théorique des connexions à 90° est en contraste avec les études sur le terrain qui montrent qu'un grand nombre de polygones possèdent une forme hexagonale (Black, 1952). Une première explication proviendrait du développement des fractures, ces dernières se formeraient en un point et évolueraient de façon synchrone pour former des connexions à 120° (Lachenbruch, 1962; Kerfoot, 1972).

Une seconde explication proviendrait de l'évolution des fractures au cours du temps, les connexions évoluent de 90° à 120° dues à la subdivision progressive des polygones (Black, 1973; Plug and Werner, 2001). Selon French (2007), les polygones hexagonaux se formeraient dans des milieux homogènes ayant subi des conditions froides uniformes et continues tandis que les polygones rectangulaires se formeraient dans des milieux hétérogènes ayant subi des conditions climatiques fluctuantes.

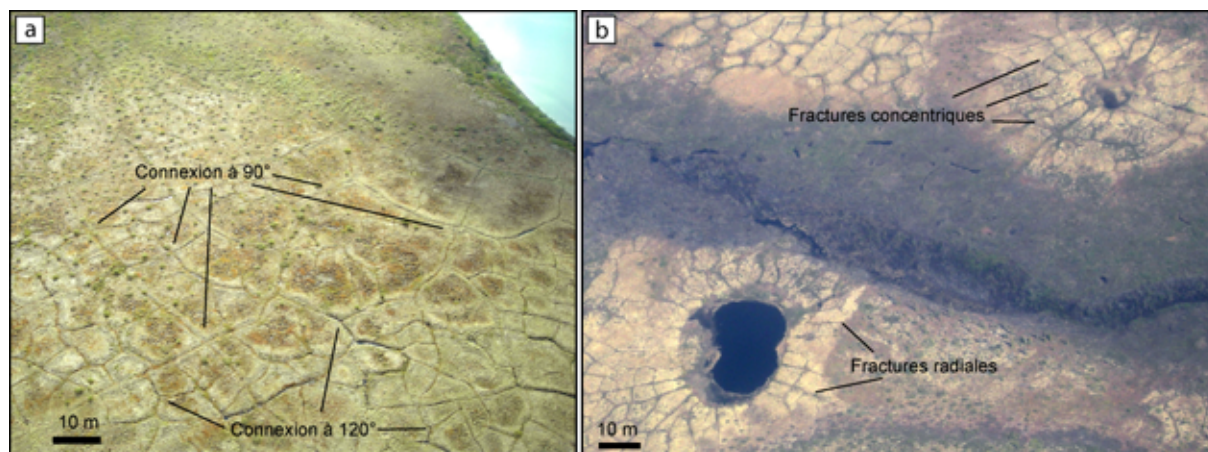


FIGURE 1.15 – Type de réseaux de polygones d’après Lachenbruch (1963) dans la région de Tuktoyaktuk : (a) orthogonal aléatoire et (b) orthogonal orienté (delta du Mackenzie, Canada, campagne de terrain 2009).

Au printemps, les fractures en coin peuvent être remplies par différents types de matériel dépendant des conditions environnementales (Fig. 1.16) : eau ou glace (coins de glace), particules minérales (coins de sable) ou, un mélange des deux (coins composites) (Péwé, 1963; Washburn, 1973; Black, 1976a).

1) Dans les régions où les conditions climatiques sont suffisamment humides et chaudes pour permettre la fonte de la glace ou de la neige en été, les fractures peuvent être remplies par l’eau liquide (Black, 1952; Mackay, 1997; Fortier and Allard, 2005). Lors de l’hiver, cette eau va geler pour former une petite veine de glace de quelques centimètres (Fig. 1.16) (Mackay, 2000). De la même manière lors de conditions plus sèches et froides, les veines de glace peuvent être formées par infiltration de neige, condensation de vapeur d’eau, ou accumulation de givre (Black, 1976b; French and Guglielmin, 2000; Meyer et al., 2002; Schirrmeister et al., 2002; Raffi and Stenni, 2011). Par la suite, lors des hivers suivants, la fracturation se produira toujours au niveau de cette veine de glace car la glace a un comportement plus “fragile” que le pergélisol environnant (Fig. 1.16c) (Lachenbruch, 1963; Mackay, 2000; Mackay and Burn, 2002).

2) Dans les régions où les conditions climatiques sont sèches et froides, comme dans certaines zones de l’Arctique (Sibérie et Canada) ou les vallées sèches McMurdo en Antarctique, les fractures peuvent être remplies par des particules minérales dont la granulométrie varie du silt au sable (Péwé, 1959; Tricart and Cailleux, 1967; Black, 1976b). Ces régions ne reçoivent que très peu de neige lors de l’hiver et sont soumises à une forte activité éolienne (Black, 1973; Murton et al., 2000).

3) Dans les régions présentant des conditions climatiques intermédiaires, les fractures en coin peuvent être remplies par un mélange de glace et de particules minérales formant des coins composites (Washburn, 1973; French, 2007). Ils sont composés de matériel allant du silt au sable cimenté par de la glace (Black, 1976b; Mackay and Matthews Jr., 1983).

Les cycles répétés de contraction et de remplissage des fractures durant plusieurs centaines à milliers d’années transforment les petites veines de quelques centimètres de large en coins (glace ou sable) de $\sim 2\text{-}6$ m de large pour $\sim 4\text{-}10$ m de profondeur (Fig. 1.16c et 1.17) (Kerfoot, 1972; Black, 1976b; French, 2007). L’aggradation de matériel mais surtout l’expansion thermique du centre des polygones lors de l’été provoque la formation de petites rides à la périphérie des polygones leur donnant une morphologie “concave” (en anglais “low-centered”) (Fig. 1.13 et 1.16d) (Péwé, 1963; Black, 1976b; Mackay, 2000; Sletten et al., 2003).

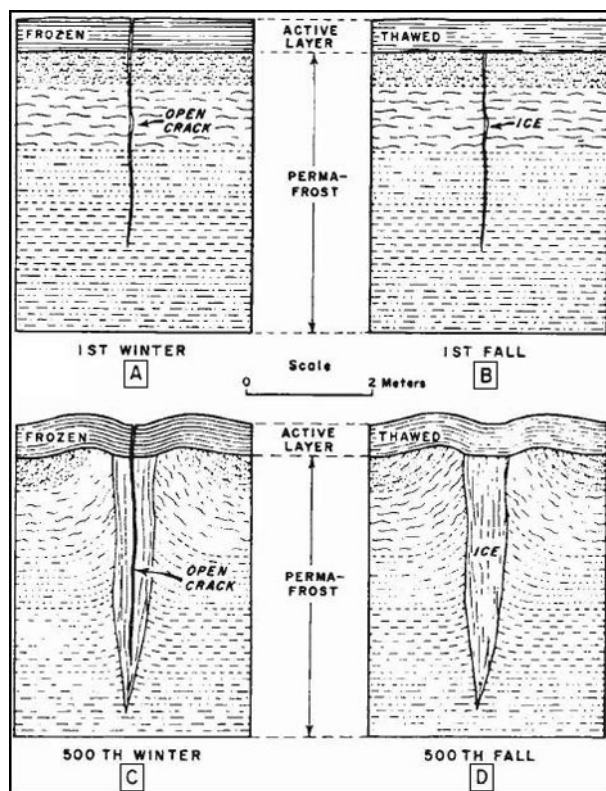


FIGURE 1.16 – Schéma de la contraction thermique d'un pergélisol et remplissage des fractures en coin par de la glace, d'après Lachenbruch (1963).

Ainsi, la morphologie concave des polygones reflète une aggradation des coins (Péwé, 1963; Washburn, 1973; Hallet et al., 2011). Il est cependant difficile à partir de la morphologie de surface de dire si les polygones sont actifs ou inactifs (Black, 1952; Péwé, 1963; Hamelin and Cook, 1967). Ceci est compliqué par le fait que la fracturation des coins ne se produit pas nécessairement chaque année (Black, 1976b; Mackay, 1993).

Les polygones peuvent montrer une forme “convexe” (en anglais “high-centered”) due à leur dégradation thermokarstique (Fig. 1.13) (Soloviev, 1973b; French, 1974). Cette forme convexe est due à une évolution de la morphologie depuis une forme concave à cause de la fonte de la glace des coins (Péwé, 1963; Black, 1976b; Mackay, 2000; Sletten et al., 2003). Dans le chapitre 4, nous verrons plus en détail cette évolution morphologique des polygones (cf. section 4.2.2.3).

De la même façon que le pergélisol, les coins des polygones peuvent être d'origine épigénétique ou syngénétique selon leur croissance (Black, 1976b; Mackay, 2000).

- Les coins de glace épigénétiques ont une croissance horizontale des coins par addition de matériel dans les fractures (Fig. 1.17a) (Black, 1976b). Ils peuvent atteindre ~ 1-3 m de large pour une hauteur de ~ 3-4 m, qui est environ égale à la profondeur de la fracture (Mackay, 1972; Black, 1976b; Harry and Gozdzik, 1988).
- Les coins de glace syngénétiques se forment en même temps que les sédiments hôtes s'accumulent (Fig. 1.17b) (Black, 1976b). Par conséquent, ils ont une croissance verticale en réponse à l'aggradation de la surface (French, 2007). Leur dimensions sont ~ 2-5 m de large et jusqu'à ~ 15-25 m de haut comme par exemple en Yakoutie Centrale (Fig. 1.17b) (Czudek and Demek, 1970; French and Shur, 2010). Les coins de glace syngénétiques sont couramment observés dans les pergélisols syngénétiques riches en glace formant le

“ice-complex” de Sibérie et d’Alaska (cf. section 1.1.5.1) (Czudek and Demek, 1970; Schirrmeister et al., 2002).

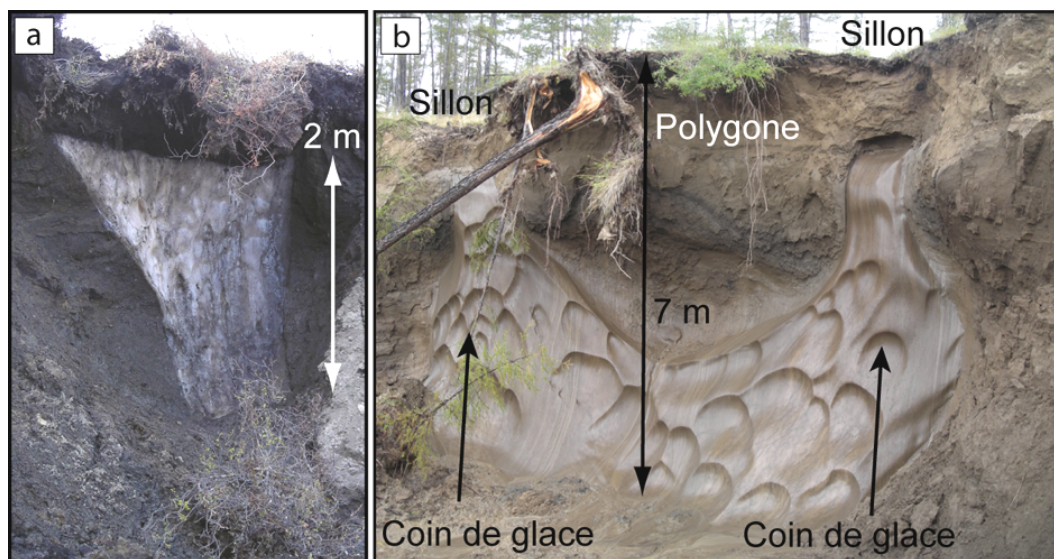


FIGURE 1.17 – Vue en coupe de coins de glace : (a) épigénétique à Tuktoyaktuk (delta du Mackenzie, Canada, campagne de terrain 2009) et (b) syngénétique en Yakoutie Centrale (Sibérie, campagne de terrain 2010).

b) Lacs thermokarstiques

De très nombreux lacs sont observés dans les régions où se trouvent un pergélisol continu riche en glace comme en Yakoutie Centrale et au nord-est de la Sibérie (Czudek and Demek, 1970; Soloviev, 1973b; Romanovskii et al., 2000; Brouchkov et al., 2004; Veremeeva and Gubin, 2009), dans la région du delta du Mackenzie et du Yukon (French, 1974; Mackay, 1956, 1963; Burn and Smith, 1990; Lewkowicz, 1999; Burn, 2002; Côté and Burn, 2002; Marsh and Neumann, 2001) et en Alaska (Black and Barksdale, 1949; Hopkins, 1949; Black, 1969; Tedrow, 1969; Carter, 1988; Hinkel et al., 2005; Pelletier, 2005; Jorgenson and Shur, 2007; Tonio et al., 2009) et même sur le haut plateau du Tibet (Li et al., 2008; Liu et al., 2009; Lin et al., 2010).

Par exemple, selon Mackay (1963) approximativement 10.000 lacs existaient au sein de la péninsule de Tuktoyaktuk dans le delta du Mackenzie (Fig. 1.18). Du fait de l’abondante littérature aussi bien en Russie qu’en Amérique du nord, les lacs sont appelés lacs thermokarstiques, lacs de toundra, lacs de fonte, dépressions de fonte...(Black and Barksdale, 1949; Hopkins, 1949; Mackay, 1956; Soloviev, 1973b).

Les lacs ont une forme elliptique avec un diamètre d’une centaine de mètres à plusieurs kilomètres pour quelques mètres de profondeur (Mackay, 1963; Black, 1969; Cailleux, 1971; Soloviev, 1973b) (Fig. 1.18). Les lacs présentent souvent une forme avec des bords “en feston” résultant de la coalescence entre deux lacs lors de leur développement (Fig. 1.18) (Black, 1969). Les lacs thermokarstiques sont présents dans des dépressions qui résultent de la fonte importante de la glace de sol en excès (thermokarst) provoquant une perte de volume et une subsidence du sol (Czudek and Demek, 1970; Soloviev, 1973b; French, 1974).

La subsidence thermokarstique du sol requière une déstabilisation importante du pergélisol mais surtout la présence d’un fort volume de glace en excès dans le pergélisol (cf. section 1.1.4) (Czudek and Demek, 1970; French and Egginton, 1973). La majorité des lacs et dépressions

thermokarstiques se sont formés lors du réchauffement climatique à l'Holocène où le pergélisol a été intensément déstabilisé (cf. section 1.1.5.2) (Mackay, 1963; Soloviev, 1973b; Rampton, 1988; Murton, 1996; Romanovskii et al., 2000).

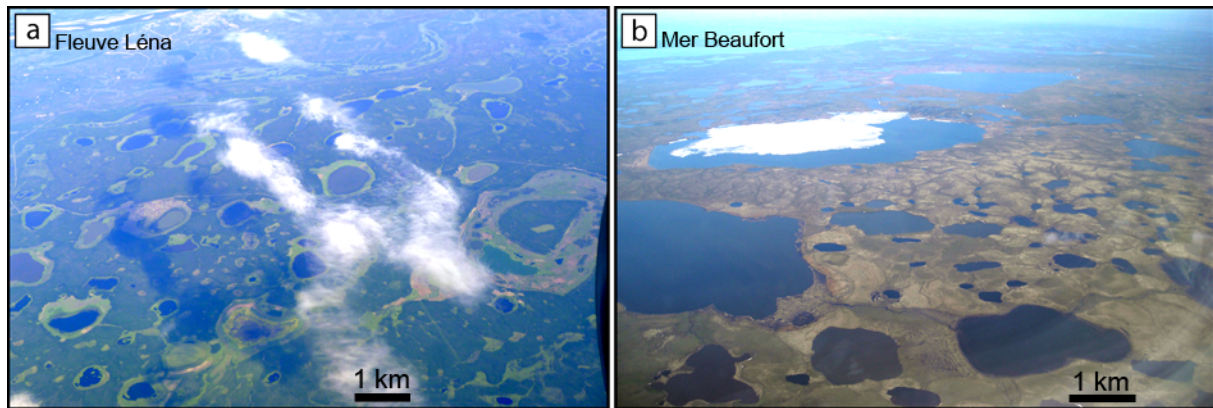


FIGURE 1.18 – Lacs et dépressions thermokarstiques formés lors de la fonte importante de glace de sol (a) en Yakoutie Centrale (Sibérie, campagne de terrain 2011) et dans la péninsule de Tuktoyaktuk (delta du Mackenzie, Canada, campagne de terrain 2009).

Depuis longtemps, l'étude des lacs thermokarstiques a permis d'élaborer une séquence de croissance des lacs aussi bien dans les régions périglaciaires de la Sibérie (Czudek and Demek, 1970; Soloviev, 1973b; Romanovskii et al., 2000), que de l'Amérique du Nord (Canada, Alaska) (Hopkins, 1949; Black, 1969; Burn and Smith, 1990; Jorgenson and Shur, 2007). Les lacs thermokarstiques sont des modèles dynamiques dans le paysage périglaciaire, leur cycle de développement comprend un stade d'initiation, d'expansion et de drainage (French, 2007).

En Yakoutie Centrale, Soloviev (1973b) a établi une séquence de développement des lacs thermokarstiques (Fig. 1.19).

a) Le premier stade correspond au début de la fonte des coins de glace des polygones (Fig. 1.19a). Les polygones évoluent de concave à convexe suite à la fonte des coins de glace provoquant un approfondissement des sillons polygonaux. La subsidence du sol provoque la formation de petites cavités à la jonction des polygones (Fig. 1.19a).

b) La dégradation des coins de glace continuant, les cavités s'élargissent et se connectent produisant un relief distinct "bosselé" de polygones de plus en plus convexe (Fig. 1.19b). De petites dépressions faiblement visibles se développent à la jonction des polygones parfois remplies par l'eau.

c) La subsidence du sol associée à la fonte de la glace s'accroît produisant progressivement une dépression aux pentes douces (Fig. 1.19c). Le réseau de polygones à coins de glace n'étant pas entièrement fondu, le fond de la dépression reste "bosselé". La dépression peut être remplie par de l'eau formant un lac thermokarstique. Aussitôt que la dépression est remplie par de l'eau, la fonte de la glace s'accroît.

d) La fonte toujours plus importante des coins de glace produit une dépression à fond plat avec des pentes bosselées (Fig. 1.19d). Les pentes sont importantes et évoluent rapidement par de multiples glissements de terrain (Fig. 1.19d). Généralement, un lac thermokarstique remplit la dépression.

e) Le drainage ou l'évaporation de l'eau du lac forme une vaste dépression appelée "**alas**" (Fig. 1.19e). Les alas peuvent encore présenter des pentes bosselées par la présence de polygones convexes non complètement fondus (Fig. 1.19e).

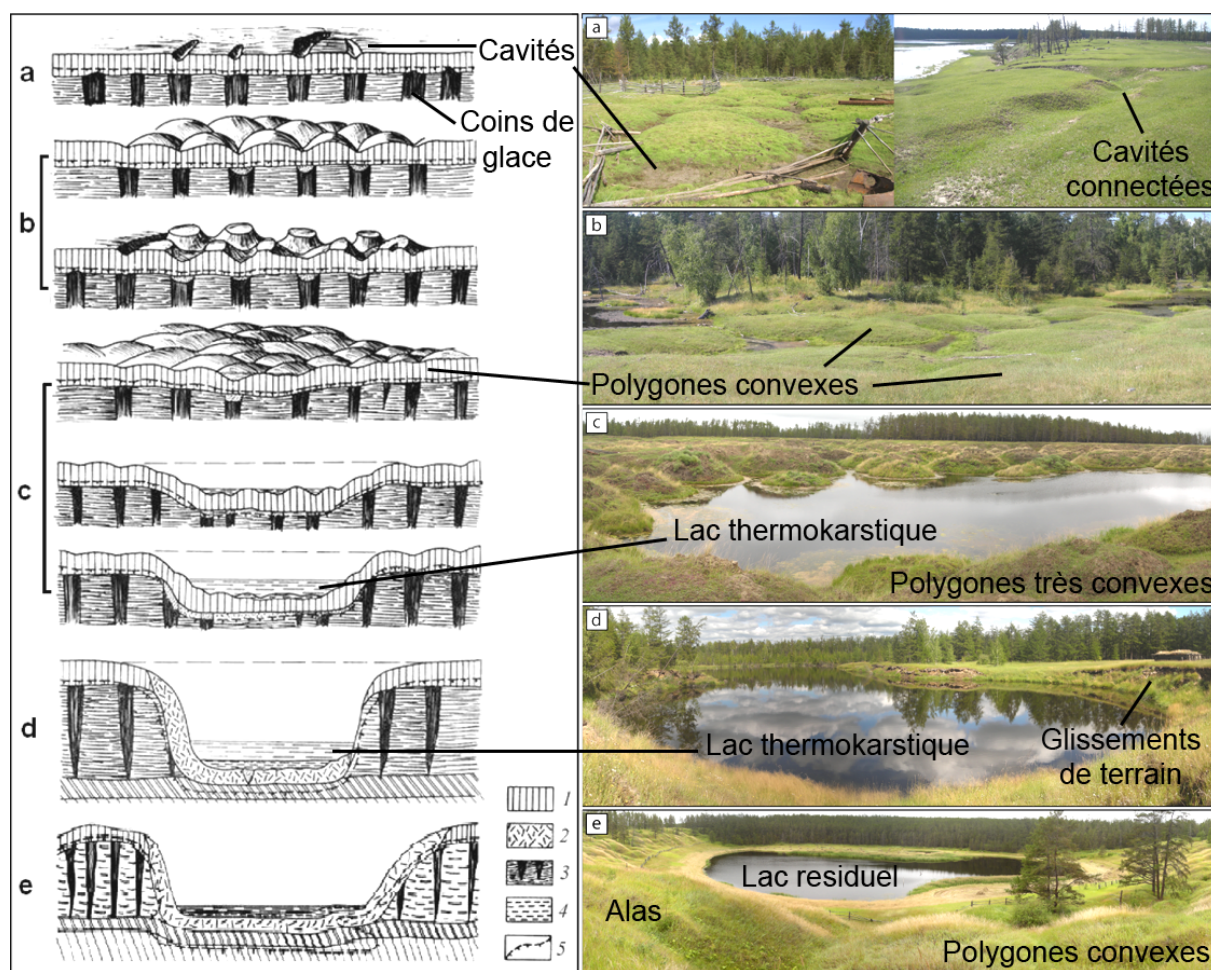


FIGURE 1.19 – Cycle de développement du relief thermokarstique (de a à e) en Yakoutie Centrale d’après Soloviev (1973b) (gauche : schéma original ; droite : campagne de terrain 2010). Légende : 1) sédiments silteux ; 2) dépôt issu de la dégradation ; 3) “ice-complex” composé de coins de glace et de sédiments contenant de la glace ; 4) eau du lac ; 5) profondeur du toit du pergélisol.

c) Pingos

Les “pingos” (mot en langue inuktitut (langue inuit) provenant du delta du Mackenzie) sont des collines pérennes à cœur de glace dont la formation fut pour la première fois étudiée par Leffingwell (1919). Ces collines ont une forme légèrement conique avec une hauteur de 1-60 m pour un diamètre allant jusqu’à 300 m (Fig. 1.20) (Washburn, 1973; Mackay, 1998). Comme exposé dans la section 1.1.4, les pingos sont composés de glace d’injection mais peuvent également comporter des couches de sédiments à glace de ségrégation (Mackay, 1972, 1985). Le sommet des pingos peut comporter des fractures de dilatation dues à leur croissance qui soulève les sédiments de la surface et génère une extension du sol (Mackay, 1973, 1998). Les pingos présentent couramment des formes de dégradation comme des effondrements sur les flancs ou au sommet dues à la fonte de leur cœur de glace (Fig. 1.20b) (Mackay, 1998).

La formation des pingos est due à l’injection d’eau sous pression dans le pergélisol (Porsild, 1938). Deux types de formations existent : les pingos de “système ouvert” et de “système fermé” (Washburn, 1973; Mackay, 1985; ACGR, 1988). Dans les deux cas, c’est la pression de l’eau injectée et la différence de densité entre la masse de glace et le pergélisol environnant qui

induit la formation d'une colline à coeur de glace par remontée du coeur de glace (Mackay, 1973). Les pingos de "système ouvert", ou pingos hydrauliques, se forment lorsque de l'eau souterraine artésienne intra-pergélisol ou sub-pergélisol atteint la surface (Müller, 1959; Holmes et al., 1968; ACGR, 1988).

Les pingos de "système fermé", ou pingos hydrostatiques, résultent de l'expulsion d'eau de sédiments lacustres non gelée due à l'aggradation du pergélisol (Mackay, 1973, 1985). Le gel progressif de sédiments au fond d'un lac drainé, depuis la surface et depuis le pergélisol sous-jacent, soumet l'eau résiduelle non gelée à une forte pression hydrostatique (Mackay, 1998).

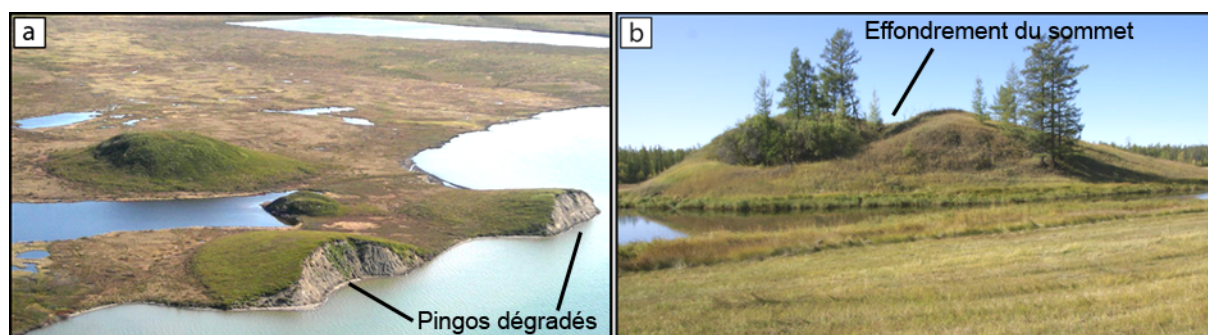


FIGURE 1.20 – Pingos de types "système ouvert" formés par injection d'eau sous pression : (a) delta du Mackenzie (Canada, campagne de terrain 2009) et (b) Yakoutie Centrale (Sibérie, campagne de terrain 2010).

1.2 La planète Mars : la planète du pergélisol

La planète Mars est une planète qui a toujours fasciné. Cette section synthétise les caractéristiques principales de Mars ainsi que son histoire géologique et climatique telle que nous la connaissons grâce à l'exploration spatiale. Pour finir, nous exposerons les propriétés du pergélisol sur Mars et son importance en termes de changements climatiques récents.

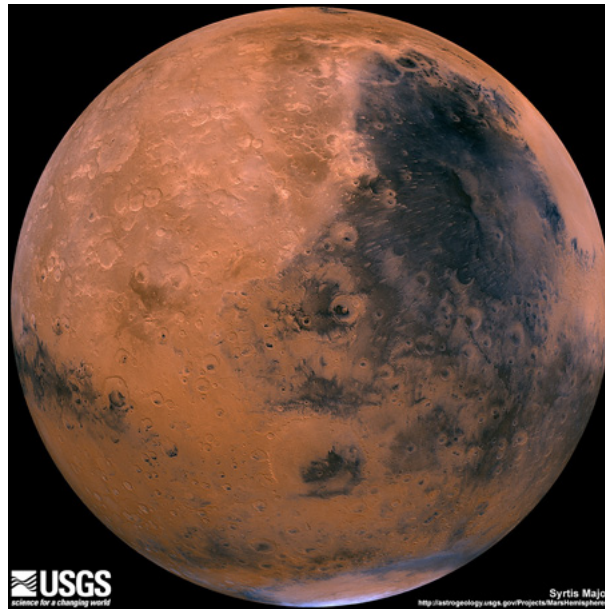


FIGURE 1.21 – La planète Mars, vue centrée sur Syrtis Major (mosaïque de 100 images Viking). Source USGS.

1.2.1 Caractéristiques et géologie globale de Mars

1.2.1.1 Caractéristiques physiques et orbitales



FIGURE 1.22 – Comparaison du diamètre de Mars avec celui de la Terre. Source NASA/JPL.

La planète Mars est située à environ 1,381 et 1,666 UA du Soleil (1 UA = $149,6 \cdot 10^6$ km) avec une période orbitale de 686,96 jours (jours terrestres). Elle est proche de la Terre (environ 75 millions de km) et est similaire à la Terre en termes de climat, saisons et géologie qu'elle a toujours suscité un grand intérêt scientifique. Cependant, Mars, qui s'est formée en même temps

que la Terre il y a 4,5 milliard d'années par accréation d'une multitude de planétésimaux, a eu une histoire géologique et climatique différente comme nous le verrons pas la suite.

Mars possède un petit diamètre de 6.779 km comparé à celui de la Terre (12.738 km). De ce fait, sa masse est également plus faible $6,24 \cdot 10^{23}$ kg, soit environ 0,107 fois la masse terrestre. La gravité de Mars est aussi plus faible que celle de la Terre, $3,711 \text{ m.s}^{-2}$, soit 0.38 fois la gravité terrestre. La période de rotation de Mars est similaire à celle de la Terre, un jour martien, appelé "sol", dure 24 h 37 min. L'obliquité de Mars est de $25,19^\circ$ mais comme la Terre, elle a varié au cours de son histoire à cause des interactions gravitationnelles avec les autres planètes (Laskar and Robutel, 1993). Cependant, à la différence de la Terre qui possède un large satellite comme la Lune (3.476 km de diamètre), Mars possède deux petits satellites Phobos et Deimos (22,5 km et 12,5 km de diamètre en moyenne respectivement) qui n'ont pas d'effet stabilisant, comme la Lune, sur les variations de l'obliquité de Mars. En effet, comme nous le verrons dans la section 1.2.4.2, Mars a subi des variations chaotiques très importantes de son obliquité changeant dramatiquement son climat (Head et al., 2003; Laskar et al., 2004).

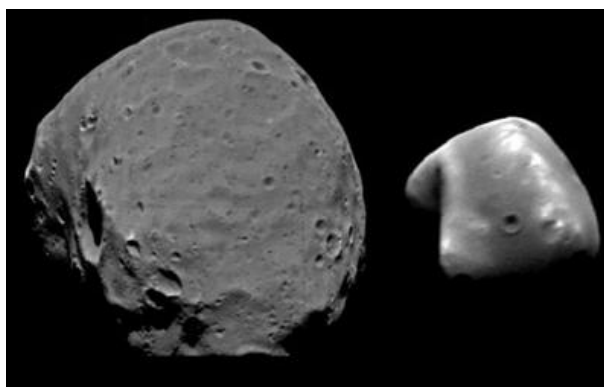


FIGURE 1.23 – Les satellites de Mars : Phobos (22,5 km de diamètre en moyenne) et Deimos (12,5 km de diamètre en moyenne). Source NASA.

1.2.1.2 Caractéristiques climatiques de Mars

Atmosphère

L'atmosphère de Mars est radicalement différente de celle la Terre. Avant l'exploration spatiale de Mars, les études de l'atmosphère de Mars par télescope laissaient croire jusqu'aux années soixantes que Mars possédaient une atmosphère comparable à la Terre en pression et composition. Cependant, l'arrivée des premières sondes spatiales (Mariner 4 en 1965 cf. section 1.2.2.1) a montré que l'atmosphère martienne était toute autre.

Tout d'abord, la pression atmosphérique est très faible, elle est d'environ 6 mbar (6,1 hPa) à la surface, au niveau d'altitude 0 de référence, soit 0.006 fois la pression atmosphérique terrestre (Fig. 1.24). Ensuite, la composition de l'atmosphère est radicalement différente, elle est composée majoritaire de CO_2 (95,32 %), de N_2 (2,7 %), d'Ar (1,6 %) et elle ne contient que très peu de dioxygène (0,13 %) et de vapeur d'eau ($\sim 0,03$ %). La température moyenne sur Mars est d'environ -63°C (210 K, dépendant des sources) mais elle varie énormément selon la latitude (Fig. 1.24). Par exemple, la température moyenne diurne durant l'été austral est de -33°C (240 K) à l'équateur alors qu'elle est de -123°C (150 K) aux pôles. Par conséquent, à cause de telles pressions et températures atmosphérique, le CO_2 et H_2O se trouve principalement à l'état gazeux ou l'état solide : les processus de condensation et de sublimation dominant (Fig. 1.24).

Etant donné le diagramme de phase de l'eau (Fig. 1.24), l'eau liquide pure est métastable

sur Mars (Hecht, 2002). L'atmosphère est si sèche que la pression partielle de l'eau est largement inférieure (2-3 ordre de grandeur) à la pression nécessaire pour permettre à l'eau liquide d'être stable (Hecht, 2002). L'eau liquide à la surface de Mars bouillirait et ensuite gèlerait rapidement, cette glace se sublimerait si la température augmentait (Fig. 1.24).

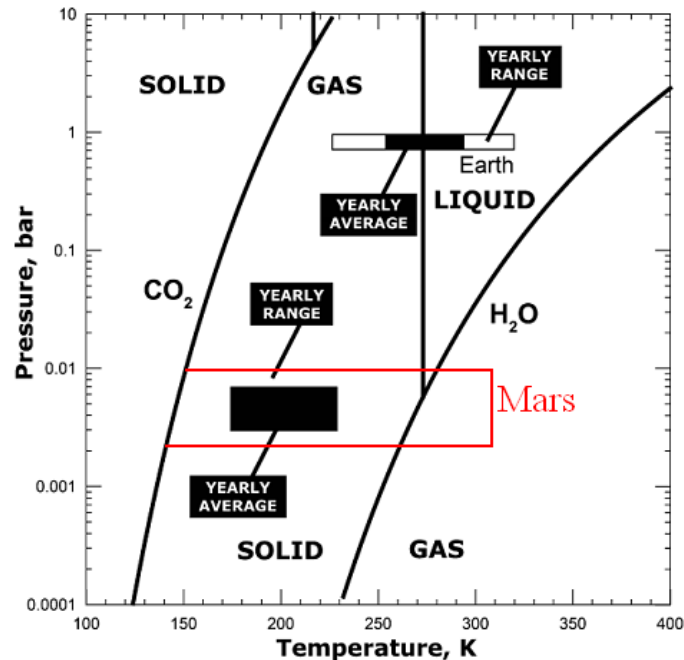


FIGURE 1.24 – Diagramme de phase Pression/Température de l'H₂O et du CO₂ pour Mars et la Terre, d'après Marchant and Head III (2007).

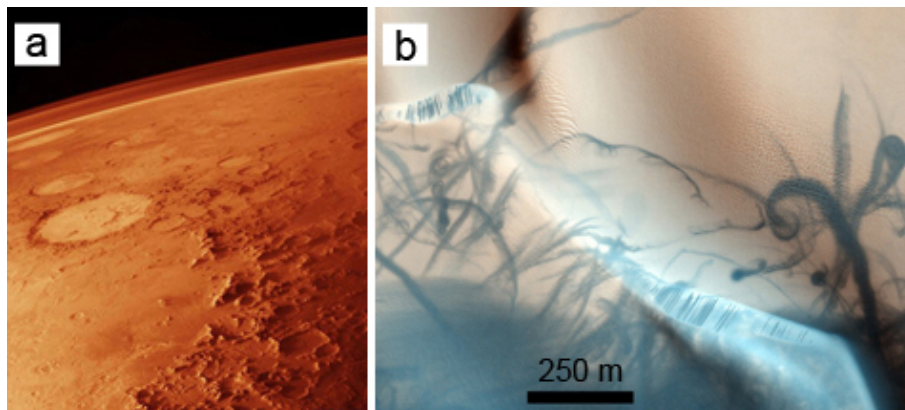


FIGURE 1.25 – (a) L'atmosphère de Mars vue par la sonde Viking 1, la couleur rouge dans l'atmosphère et à la surface est due à la présence d'une grande quantité de poussières d'oxydes de fer. (b) Traces sombres de tourbillons de poussières "dust devils" sur des dunes. Source NASA/PD-US/JPL/ASU.

La caractéristique principale de l'atmosphère martienne est d'être constamment chargée en poussières d'environ 1,5 microns de diamètre (Fig. 1.25a). La surface de Mars est globalement recouverte d'une couche de poussières composées principalement d'oxydes de fer. La présence en permanence de ces poussières dans l'atmosphère explique la couleur rouge de Mars et son nom de "planète rouge" (Fig. 1.25a). Les poussières sont injectées dans l'atmosphère par les

tempêtes quotidiennes agitant la planète. En outre, de nombreuses tornades se produisent à la surface appelées “dust devils”, elles soulèvent de la poussière lors de leur passage, faisant apparaître le sol plus sombre. Elles sont responsables des nombreuses “zébrures” qui parsèment la surface de Mars (Fig. 1.25b).

Climat

Le climat sur Mars est de type “hyper continental et aride”. Du fait de son obliquité similaire à la Terre, la planète Mars possède des saisons comme sur la Terre. Cependant, contrairement à l’orbite de la Terre qui est quasi-circulaire (avec une excentricité de 0,017), l’orbite de Mars est elliptique (avec une excentricité de 0,093) ce qui affecte la durée et l’intensité des saisons entre l’hémisphère nord et sud.

Le climat est continental et froid car les températures varient grandement selon les saisons et sont généralement très en dessous de 0°C. En outre, les variations diurnes sont rapides et importantes. Par exemple, à l’équateur la température moyenne est de -58°C (215 K), mais la température change de -10°C durant le jour, à -100°C durant la nuit. Ces variations diurnes très marquées sont dues à la très faible inertie thermique du sol et à la faible pression atmosphérique.

Le climat est hyper aride car l’atmosphère est très sèche, si toute la vapeur d’eau de l’atmosphère se condensait, il se formerait une lame d’eau de seulement 10 microns environ. De ce fait, le cycle de l’eau est très limité sur Mars mais il n’est pas inexistant pour autant. En effet, l’atmosphère est proche de la saturation à cause des faibles températures, par conséquent des nuages se forment en altitude et près des volcans, et du givre se dépose même en surface dans certaines latitudes. En outre, il existe un faible cycle d’eau entre les deux plus gros réservoirs de glace sur Mars qui sont constitués par les calottes polaires nord et sud (Fig. 1.26). Ces calottes de plusieurs kilomètres d’épaisseur sont principalement constituées de glace d’eau qui sont saisonnièrement recouvertes par une couche de glace de CO₂.

Mars comporte un cycle du CO₂ bien plus actif que celui de l’eau. Dans les régions polaires, durant l’automne et l’hiver, la température à la surface chute jusqu’au point de condensation du CO₂ (-125°C mais dépendant de la pression) formant alors au sol un dépôt de glace de CO₂. Par la suite, au printemps, la température augmentant, cette couche saisonnière de CO₂ se sublime et disparaît. Cette condensation-sublimation de CO₂ engendre un piégeage d’une partie de l’atmosphère (le CO₂ étant majoritaire) alternativement au nord et au sud entraînant en conséquence une variation de la pression atmosphérique.

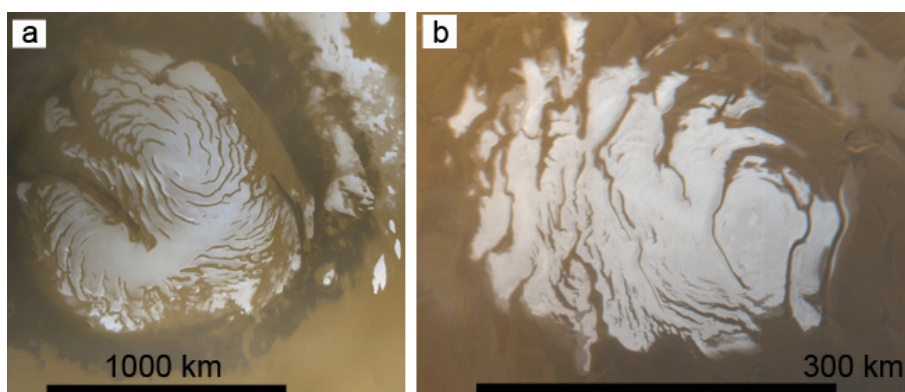


FIGURE 1.26 – Calotte polaire (a) boreale et (b) australe de Mars composés majoritaires de glace d’eau. Source NASA/JPL.

Sur Mars comme sur Terre, les processus géologiques sont gouvernés par le climat. La

formation des modelés géomorphologiques à la surface est contrôlée par le type et l'intensité des processus géologiques qui vont dépendre principalement de l'abondance et de l'état de l'eau (Marchant and Head III, 2007). La relation entre température moyenne annuelle et le taux de précipitation moyen annuel permet de définir des domaines climatiques (cf. section 1.1 et Fig. 1.27). Ces domaines climatiques permettent de prédire le type de modelés géomorphologiques qui peuvent se former sous ces conditions climatiques particulières comme par exemple, les modelés périglaciaires en climat périglaciaire.

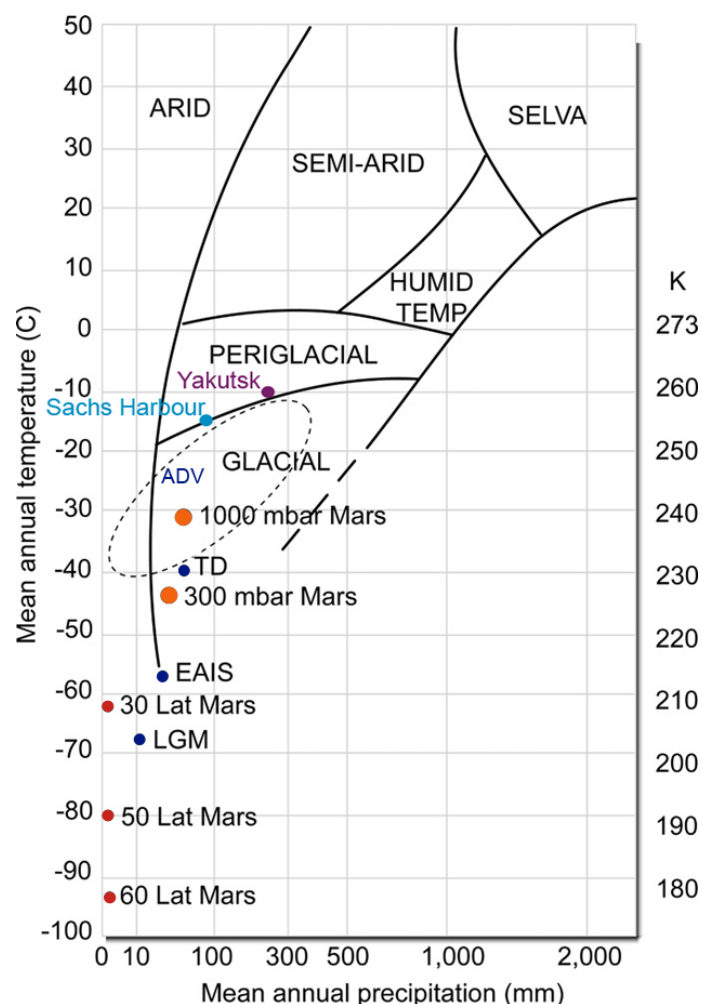


FIGURE 1.27 – Comparaison entre les domaines climatiques sur Terre et les conditions climatiques sur Mars à 30°, 50° et 60° de latitude ainsi que des périodes anciennes de Mars avec une pression de 300 ou 1000 mbar. TD et EAIS représente la base Dôme Taylor et Vostok en Antarctique respectivement. L'ellipse ADV représente les conditions climatiques dans les vallées McMurdo en Antarctique. LGM représente les conditions durant le dernier maximum glaciaire à l'est de l'Antarctique. Le point violet représente les conditions à Iakoutsik en Yakoutie Centrale et le point bleu à Sachs Harbour au nord du Canada (Fig. 1.2). Modifié d'après Baker (2001) et Marchant and Head III (2007).

La figure 1.27 permet de comparer les conditions climatiques sur Mars avec différents domaines climatiques sur Terre. Les conditions climatiques dans les régions de l'Arctique à Sachs Harbour au nord du Canada (point bleu sur la Fig. 1.27) ou à Iakoutsik en Yakoutie Centrale (point violet) (cf. Fig. 1.2) sont proches de celles des vallées McMurdo en Antarctique (ellipse ADV) mais, éloignées de Mars (30°, 50° et 60° sur la Fig. 1.27). Même le climat en Antarctique

à la base Dôme Taylor et à Vostok (*TD* et *EAIS* respectivement sur la Fig. 1.27), où les températures et les précipitations sont considérées comme extrêmement basses sur Terre (cf. section 1.1), ne recourent pas les conditions les plus chaudes actuellement sur Mars.

Le climat actuel martien qualifié d'hyper aride et froid n'a aucun équivalent sur Terre. Toutefois, les conditions climatiques interprétées comme ayant eu lieu lors du dernier maximum glaciaire à l'est de l'Antarctique (*LGM* sur la Fig. 1.27), qui sont plus extrêmes que ceux au Dôme Taylor et à Vostok, sont comparables aux conditions régnantes à 30° de latitude sur Mars (voir *LGM* et 30° *Lat Mars* sur la Fig. 1.27). De la même manière, les conditions climatiques simulées pour Mars avec une pression comparable à la Terre (voir *1000 mbar Mars* sur la Fig. 1.27) (Pollack et al., 1987), sont similaires aux conditions des vallées McMurdo en Antarctique (*ellipse ADV* sur la Fig. 1.27).

La figure 1.27 permet de souligner le fait que les conditions climatiques sur Mars et sur Terre ne sont pas qualifiées de la même manière. Ceci s'explique par le fait que chacune des planètes possède une gamme de variations de pression et de température différentes (cf. aussi Fig. 1.24). Par exemple, les conditions passées estimées comme "chaudes et humides" dans certains modèles du climat de Mars (*1000 mbar Mars* sur la Fig. 1.27) peuvent être considérées comme étant extrêmement sèches et froides par rapport à la Terre. Lorsque nous parlerons de conditions climatiques périglaciaires dans notre étude (cf. chapitre 5), nous prendrons en compte ce décalage dans la qualification des conditions climatiques.

Ainsi, la planète Mars est actuellement considérée par la communauté planétaire comme un "désert froid et aride". Nous verrons dans la prochaine section (cf. section 1.2.3) que le climat a évolué durant l'histoire de Mars.

Comparaison des caractéristiques de la Terre et de Mars

	Mars	Terre
Diamètre	6779 km	12738 km
Distance au Soleil	entre 1,381 et 1,666 UA	0,983 et 1,017 UA
Masse	$6,24 \cdot 10^{23}$ kg	$5,98 \cdot 10^{24}$ kg
Gravité	$3,71 \text{ m.s}^{-2}$	$9,81 \text{ m.s}^{-2}$
Durée révolution	669 jours martiens (687 jours terrestres)	665 jours terrestres
Durée rotation	24 h 37 min (1 sol)	24 h
Obliquité	25,19°	23,43°
Excentricité	0,0933	0,0167
Satellite	Lune	Phobos et Deimos
Température moyenne	-63°C	14°C
Pression atmosphérique	6 mbar	1 bar
Composition atmosphérique	CO ₂ (95,32 %), N ₂ (2,7 %), Ar (1,6 %)	N ₂ (78,1 %), O ₂ (20,9 %)
	O ₂ (0,13 %), H ₂ O (~0,03 %)	Ar (0,93 %), H ₂ O (~1 %)

TABLE 1.1 – Comparaison des caractéristiques de Mars et la Terre.

1.2.1.3 Géographie et géologie de Mars

Grands ensembles géologique de Mars

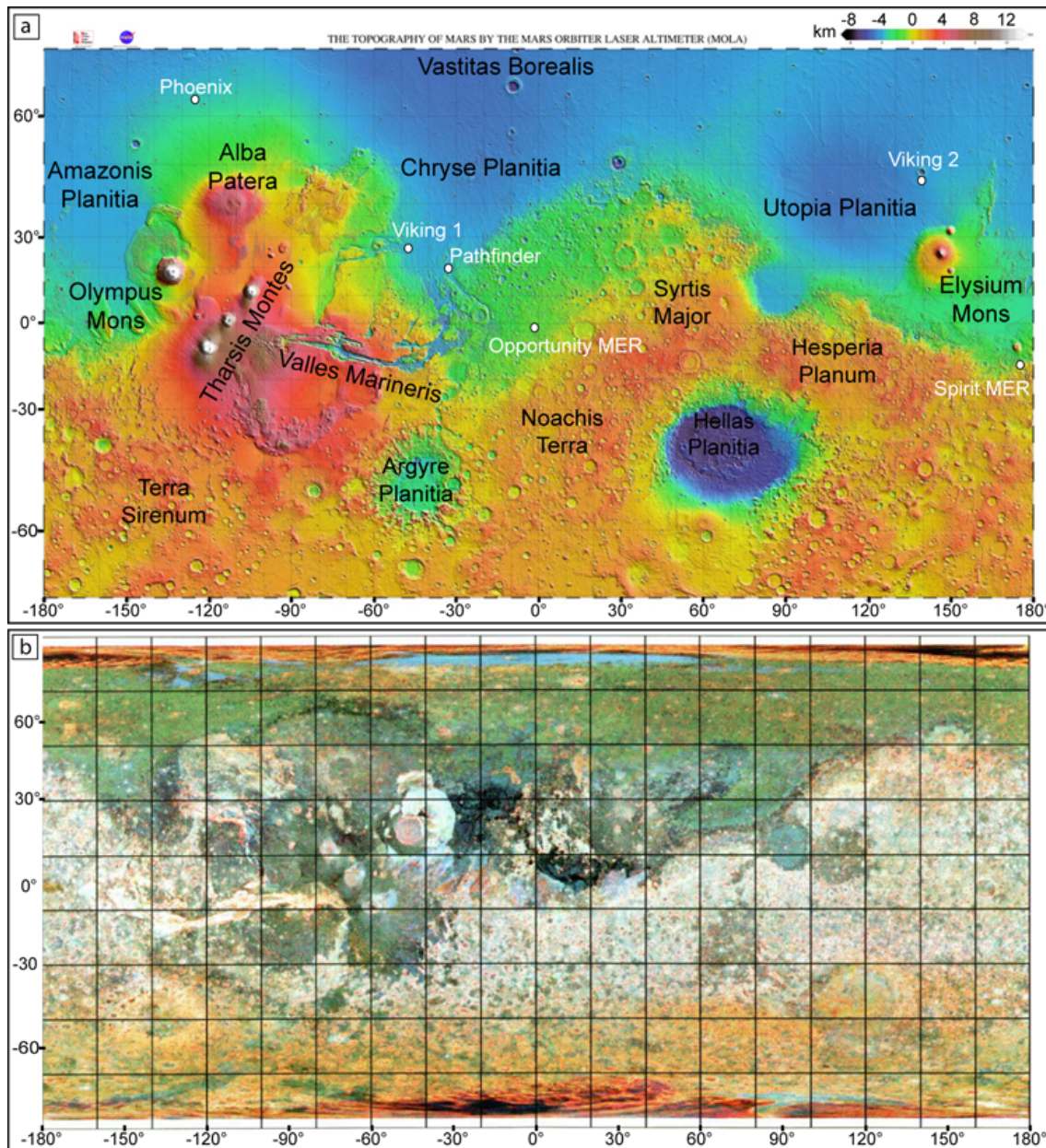


FIGURE 1.28 – (a) Carte topographique de Mars avec les principales régions (données MOLA Smith et al. (1999)). Les ronds correspondent aux sites d’atterrissage des différents “landers” à la surface de Mars. (b) Carte de la rugosité de la topographie à partir des données MOLA par Kreslavsky and Head (2000) (zone brillante = forte rugosité).

La distribution des altitudes sur la planète Mars montre une surprenante différence entre l’hémisphère nord et sud (Fig. 1.28), cette différence entre le nord et le sud est appelé la “dichotomie martienne”. A noter que sur Mars, en l’absence d’océans permettant de définir le niveau 0 pour les altitudes, le niveau de référence a été défini comme le rayon moyen à l’équateur.

- L’hémisphère nord est constitué par les terrains ayant les altitudes les plus basses, entre -2 et -4 km (couleur bleu sur Fig. 1.28a) et la rugosité la plus faible (topographie lisse)

(couleur claire sur Fig. 1.28b). Cet hémisphère est qualifié comme les “plaines basses” de Mars.

- L’hémisphère sud est plus haut topographiquement, il est constitué par les terrains ayant une altitude entre 1 et 5 km (couleur orange sur Fig. 1.28a) et la rugosité la plus forte (topographie chaotique) (couleur sombre sur Fig. 1.28b). En outre, de nombreuses dépressions parsèment densément cet hémisphère, ce sont des cratères d’impact. Nous verrons dans une autre section l’utilité des cratères d’impact dans la datation des surfaces (cf. section 1.2.1.3). Cet hémisphère est qualifié comme les “hauts plateaux cratérisés” de Mars.

La dichotomie nord-sud de Mars est caractérisée par une différence topographique de 5,5 km entre les deux hémisphères, une différence d’épaisseur crustale de 30 km et une différence dans la densité des cratères d’impact (Smith et al., 1999; Neumann et al., 2001, 2004; Carr and Head III, 2010). L’origine de ces différences est encore mal comprise aujourd’hui. Un impact géant (Nimmo et al., 2008) ou un panache mantélique (Ke and Solomatov, 2006) sont des hypothèses avancées pour expliquer cette dichotomie.

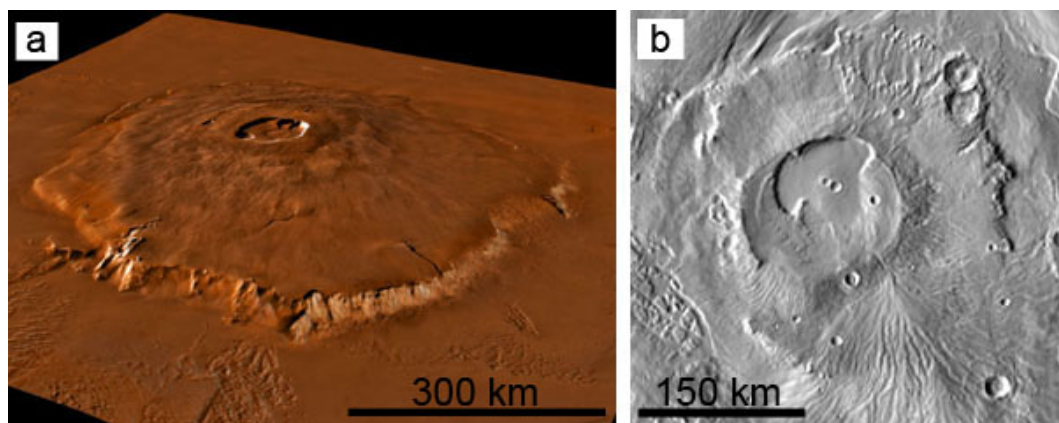


FIGURE 1.29 – Volcans sur Mars : (a) Olympus Mons (vue 3D de Calvin J. Hamilton) et (b) Apollinaris Patera. Source image Viking 1 NASA/JPL.

La planète Mars possède de nombreux édifices volcaniques similaires à la Terre. Il existe une typologie des volcans martiens établie en fonction de la pente, la forme et les caractéristiques volcaniques. Les plus gros volcans sur Mars ont une forme similaire aux volcans boucliers terrestres, ils sont dénommés “Mons”. La plupart sont concentrés autour du bombement de Tharsis et d’Elysium (ellipse rouge sur Fig. 1.28a) comme Olympus Mons, les Tholus Montes (Fig. 1.29a). Un autre centre volcanique est situé dans les plaines nord et est constitué par Elysium Mons (25°N/-150° sur Fig. 1.28a). Ces volcans possèdent des pentes très faibles ($\sim 6^\circ$) et se sont formés par empilement continu de coulées de laves basaltiques fluides de manière analogue aux volcans d’Hawaï ou de la Réunion. Parmi ces volcans se trouvent le plus grand volcan du système solaire : Olympus Mons (Fig. 1.29a). Il possède un diamètre de 600 km (\sim taille de la France) pour une hauteur de ~ 24 km.

D’autres volcans aux dimensions plus modestes existent sur Mars, comme les “Tholus” qui possèdent des pentes plus fortes. Un type particulier de volcans nommé “Patera” montre une forme particulière en forme de “galette” et dont le diamètre peut atteindre une centaine de kilomètres (Fig. 1.29a). Un des plus importants est Alba Patera au nord du bombement de Tharsis (40°N/120° sur Fig. 1.28a). En outre, la planète Mars montre de nombreuses plaines de laves formées vraisemblablement par du volcanisme fissural de façon analogue aux “trapps” sur

Terre. L'activité volcanique sur Mars s'est principalement déroulée lors la période primitive de la planète, nous verrons dans la section 1.2.1.3 l'âge de cette période volcanique.

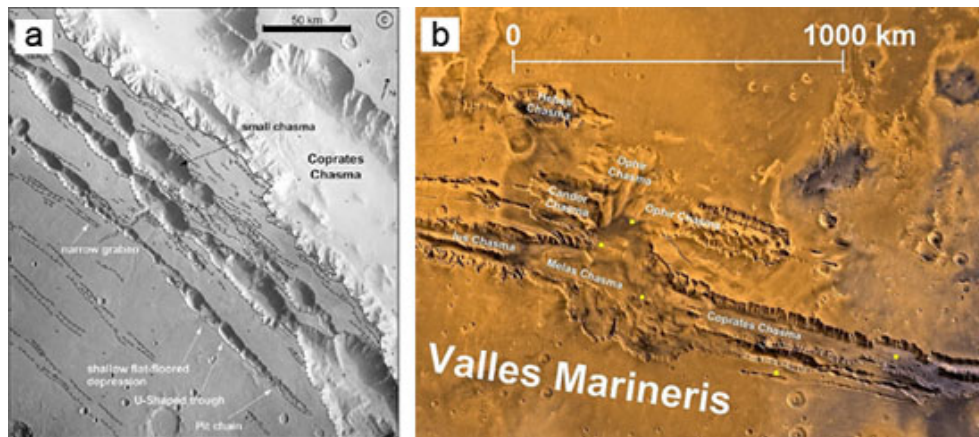


FIGURE 1.30 – Structures tectoniques sur Mars : (a) grabens et failles normales, d'après Mège et al. (2003) ; (b) le système de canyons de Valles Marineris. Source image Viking 1 NASA/JPL.

Mars a également été une planète active tectoniquement. Il n'y a pas de tectonique des plaques comme sur Terre mais l'activité tectonique a tout de même été intense. De nombreuses structures tectoniques compressives (rides compressives, ...) et extensives (grabens, rifts, ...) sont observées à la surface de la planète (Fig. 1.30a). Ces structures tectoniques sont très fréquemment associées aux volcans.

La plus énigmatique et la plus importante structure tectonique se trouve près du bombement de Tharsis : Valles Marineris (Fig. 1.28a). Valles Marineris est un système de canyons de ~ 4000 km de long (\sim taille des Etats-Unis) avec des profondeurs atteignant jusqu'à ~ 10 km (Fig. 1.30b). L'histoire géologique de ce système de canyons est complexe, les canyons se seraient mis en place par extension de la croûte suite au développement du dôme de Tharsis. Ensuite, les canyons auraient été remplis par de l'eau, formant des dépôts épais au fond des canyons.

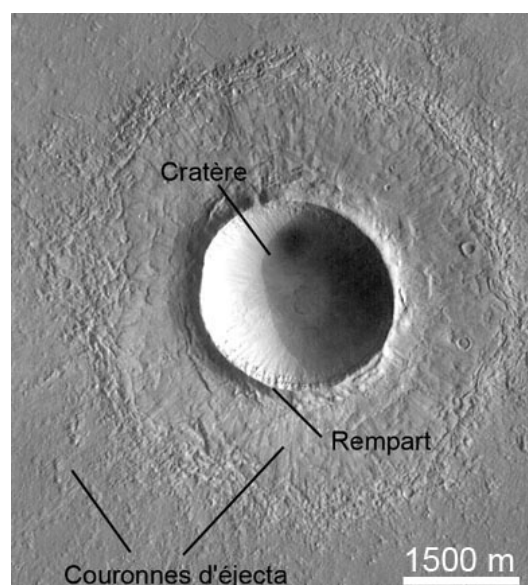


FIGURE 1.31 – Morphologie d'un cratère d'impact sur Mars. Source image MOC NASA/MSSS/JPL.

De manière analogue à la Lune, la surface de Mars est parsemée de nombreux cratères d'impact formés par l'impact d'astéroïdes lors de périodes anciennes de Mars. Sur la carte topographique de Mars, deux vastes dépressions se trouvent dans les hauts plateaux cratérisés : les bassins d'impact d'Hellas et d'Argyre (~ 2000 km de diamètre) (Fig. 1.28). Ils se sont formés peu après la formation de Mars lors d'impact géant durant la période primitive de la planète. Comme nous allons le voir dans la section suivante, les cratères d'impact sont le seul type de modelé permettant de dater les surfaces planétaires comme Mars.

Méthode de datation sur Mars

En l'absence d'échantillons de roches martiennes rapportés sur Terre, il est impossible de dater précisément à l'aide des méthodes conventionnelles de géochronologie la surface de Mars. Cependant, plusieurs méthodes permettent d'estimer un âge pour les surfaces planétaires.

Tout d'abord, il est possible d'estimer la chronologie relative d'objets géologiques en s'intéressant à la stratigraphie. En utilisant les principes de superposition et de continuité des structures géologiques, il est possible de connaître leur formation relative l'une par rapport à l'autre. En outre, en employant le principe de recoupement, il est également possible d'estimer une chronologie relative dans le cas de failles, d'intrusions magmatiques, ... Cependant, cette méthode permet seulement d'estimer une chronologie relative et non un âge des structures géologiques.

D'après les observations établies sur la Lune de la densité des cratères d'impact et des datations géochronologiques des échantillons rapportés par les missions Apollo, il a été démontré que la densité de cratères d'impact d'une surface était approximativement proportionnelle à l'âge de cette surface (Hartmann, 1977). Lors de la formation du système, il y a eu un fort bombardement météoritique, puis au cours du temps, le flux météoritique a décru pour finir par être stable aujourd'hui (Hartmann, 1977). Ainsi, plus un terrain présente de nombreux grands cratères d'impact, et plus l'âge de sa surface est important. A partir du flux météorique lunaire établi au cours du temps et en tenant en compte de l'éloignement de Mars par rapport au soleil, il a été possible de construire des isochrones reliant la taille/densité de cratères et l'âge des surfaces (Neukum and Wise, 1976; Hartmann and Neukum, 2001; Hartmann and Werner, 2010). Deux lois existent reliant ces deux paramètres, celle de Hartmann et celle de Neukum (Hartmann and Neukum, 2001).

En principe, des âges "absolus" peuvent être estimés à partir de la densité des cratères. Cependant, l'âge calculé avec cette méthode est en fait un "âge de rétention" de cratères par la surface et non un âge de formation. Cet âge de rétention est défini comme étant la durée durant laquelle une surface est impactée par des météorites, il peut correspondre à l'âge d'exhumation d'une surface par exemple. En outre, cette méthode comporte plusieurs incertitudes. Tout d'abord, le comptage de cratère peut être biaisé par les cratères secondaires issus des éjecta retombant après l'impact ainsi que certains processus géologiques qui peuvent oblitérer les cratères les plus petits. Ensuite, à cause de la calibration de la chronologie à partir des terrains très anciens lunaires, la méthode comporte de grandes incertitudes sur la datation de surface relativement jeune (Hartmann and Neukum, 2001).

Périodes géologiques de Mars

La première stratigraphie quantitative de la planète Mars fut conduite par Scott and Carr (1978) en utilisant les images Mariner 4 (missions spatiales cf. section 1.2.2.1) (Fig. 1.32). Basées sur leur apparence de dégradation et les relations de superpositions, trois systèmes stratigraphiques ont été distingués. Elles ont été nommées en fonction du nom des régions les plus représentatives de chacune des unités (Noachis Terra, Hesperia Planum et Amazonis Planitia (Fig. 1.28) : le Noachien, l'Hespérien et l'Amazonien (Scott and Carr, 1978). Par la suite, basées sur la stratigraphie et la densité de cratères en utilisant les images Viking (missions spatiales cf. section 1.2.2.1), Tanaka (1986) a cartographié et défini plusieurs unités géologiques au sein de ces trois grands systèmes (Tableau 1.2).

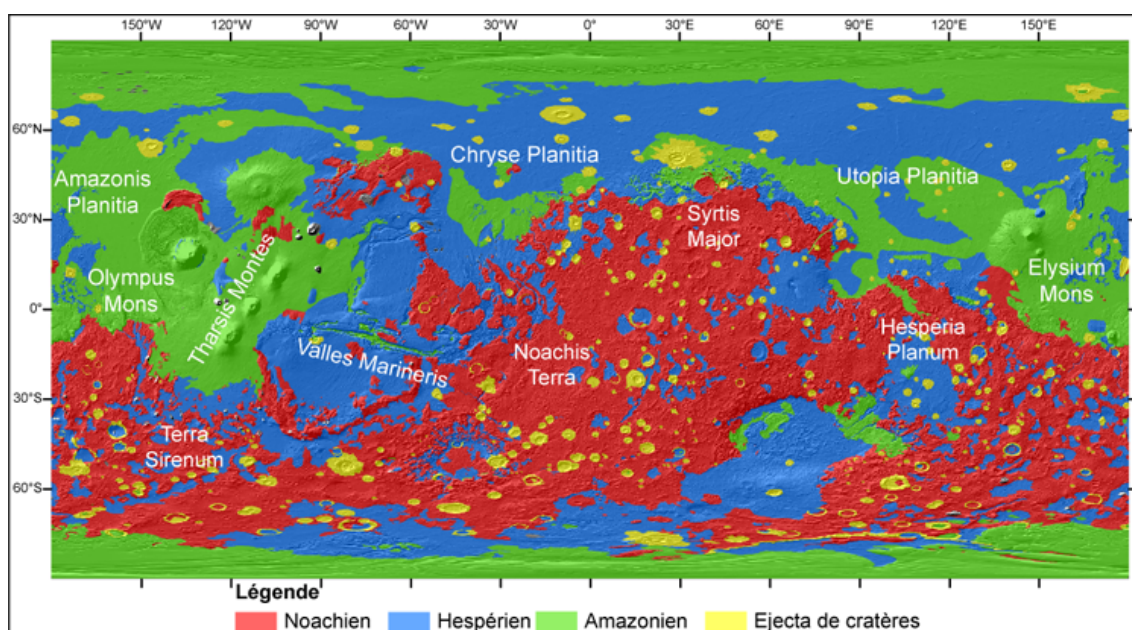


FIGURE 1.32 – Carte simplifiée de la géologie de Mars montrant les terrains datés du Noachien, Hespérien et Amazonien. Modifiée d'après Skinner et al. (2006).

Périodes	Epoques	N(1)	N(2)	N(5)	N(16)
	Am. Supérieur	< 160	< 40		
Amazonien	Am. Moyen	160-600	40-150	< 25	
	Am. Inférieur	600-1600	150-400	25-67	
Hespérien	Hs. Supérieur	1600-3000	400-750	67-125	
	Hs. Inférieur	3000-4800	750-1200	125-200	< 25
	No. Supérieur			200-400	25-100
Noachien	No. Moyen			> 400	100-200
	No. Inférieur				> 200

TABLE 1.2 – Stratigraphie de Mars. Le Noachien, l'Hespérien et l'Amazonien ont été défini à partir des relations de superposition et la densité de cratères (Scott and Carr, 1978; Tanaka, 1986). "N(1), N (2), N (5) et N (16)" désignent respectivement la densité de cratères (nombre de cratères de diamètre plus grand que (1, 2, 5 et 16 km) par million de km² $\frac{Nb \text{ cratères} > x \text{ diamètres}}{10^6 km^2}$).

En utilisant la loi reliant la taille/densité de cratères avec l'âge de rétention des surfaces,

la chronologie des différentes époques de Mars a pu être établie (Neukum and Wise, 1976; Hartmann and Neukum, 2001; Ivanov, 2001; Hartmann and Werner, 2010) (Fig. 1.33) :

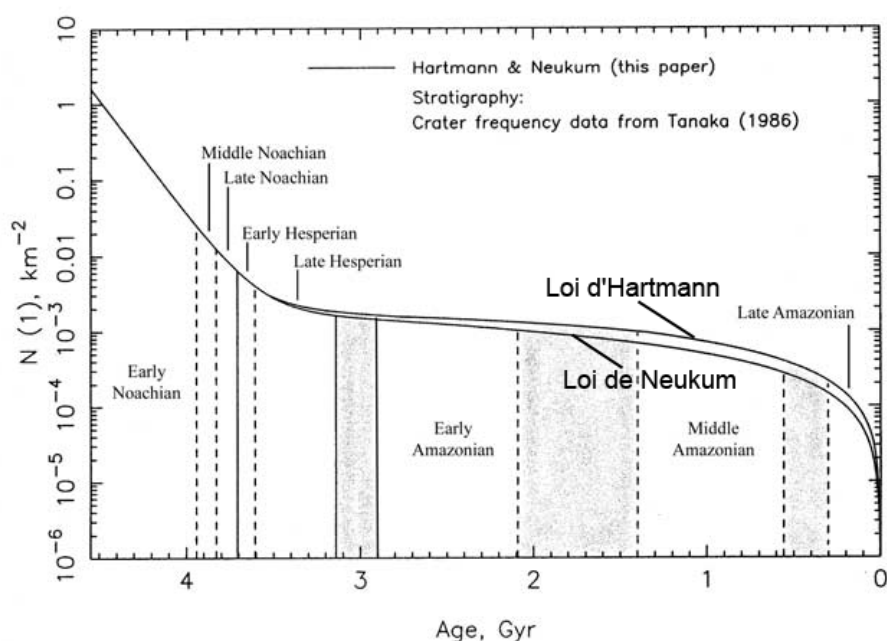


FIGURE 1.33 – Modèle de chronologie martienne basé sur la stratigraphie proposée par Tanaka (1986), les lois de Hartmann and Neukum (2001) et Ivanov (2001).

- Le Noachien s'étend de 4,1 Ga à 3,7 Ga (rouge Fig. 1.34). Il est caractérisé par un bombardement météoritique intense (Fig. 1.33).
- L'Hespérien s'étend de 3,7 Ga à 3,3-2,9 Ga dépendant des lois de Neukum ou d'Hartmann (Fig. 1.34). Le flux météorique décroît rapidement au début de l'Hespérien (bleu Fig. 1.33).
- L'Amazonien s'étend de 3,2-2,9 Ga jusqu'à aujourd'hui (vert Fig. 1.34). Le flux météorique est de plus en plus faible jusqu'à tendre vers zéro (Fig. 1.33).

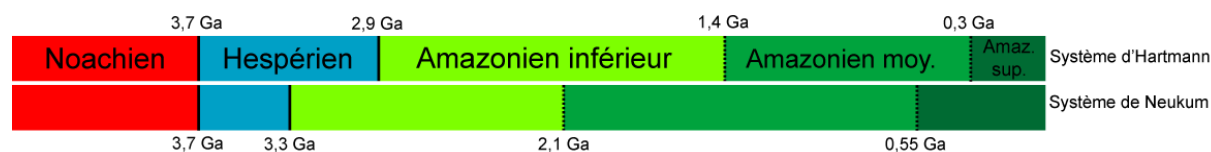


FIGURE 1.34 – Chronologie martienne (Hartmann and Neukum, 2001; Ivanov, 2001; Scott and Carr, 1978; Tanaka, 1986).

La planète Mars a un fantastique avantage sur la Terre, elle a gardé ses terrains les plus anciens permettant aux scientifiques d'accéder aux archives géologiques les plus primitives. Ces terrains anciens portent la trace des processus géologiques passés ayant façonné la planète durant son histoire. Pour peu que l'on sache interpréter ces traces, l'histoire géologique et climatique de Mars repose dans ses roches à la surface. Grâce à chaque mission spatiale qui amène son lot de nouveaux instruments scientifiques, notre connaissance de la planète rouge s'améliore avec le temps. Cependant, aujourd'hui nous ne connaissons qu'une petite partie de l'histoire de Mars, les futures missions vont permettre d'améliorer notre connaissance de la planète rouge.

Dans la section suivante (section 1.2.2), nous allons résumer brièvement les missions spatiales qui sont arrivées en orbite ou à la surface de Mars et nous allons exposer les principaux objectifs du programme d'exploration spatiale de Mars.

Dans la section d'après (section 1.2.3), nous allons exposer l'état actuel de la connaissance de l'évolution géologique et climatique de Mars du Noachien à l'Amazonien.

1.2.2 L'exploration de Mars

La connaissance de la planète Mars est, et reste, un long chemin au cours duquel chaque nouvelle observation (ou missions) apporte son lot de découvertes et permet d'améliorer ou au contraire de révolutionner la connaissance que nous avons de Mars.

Mars a toujours fasciné depuis la nuit des temps, sa couleur rouge brillant dans le ciel lui a donné son surnom de "planète rouge" et son nom est associé au dieu de la guerre de la mythologie romaine "Mars". Elle a toujours suscité un grand intérêt, grâce aux lunettes astronomiques (inventées en 1609 par Galileo Galilei), Christian Huygens et Giovanni Cassini furent les premiers à l'observer aux 17ème siècles, ouvrant une ère nouvelle sur la connaissance de la planète.

L'amélioration des observations, notamment l'invention du télescope au 18ème siècle, a permis une cartographie de la planète Mars par plusieurs astronomes. Giovanni Schiaparelli produit en 1877 une carte détaillée de la planète dont certains noms sont encore utilisés aujourd'hui dans la nomenclature de la surface de Mars. Il a notamment décrit de longues structures linéaires à la surface qu'il a appelé "canali" voulant dire en italien "chenal" ou "canal" (Fig. 1.35). Cette traduction ambiguë est à l'origine d'un long débat qui prit seulement fin lors de l'arrivée des premières missions spatiales : la vie sur Mars ! En effet, ces canaux seront considérés par d'autres astronomes comme des canaux artificiels, donnant par conséquent la preuve d'une civilisation extraterrestre, ouvrant la porte au folklore des "martiens verts" et à la science-fiction... Cette théorie a notamment été défendue par Percival Lowell qui fit construire un observatoire totalement dédié à leur observation. Toutefois, certains astronomes comme Eugène Antoniadi réfutèrent cette hypothèse.

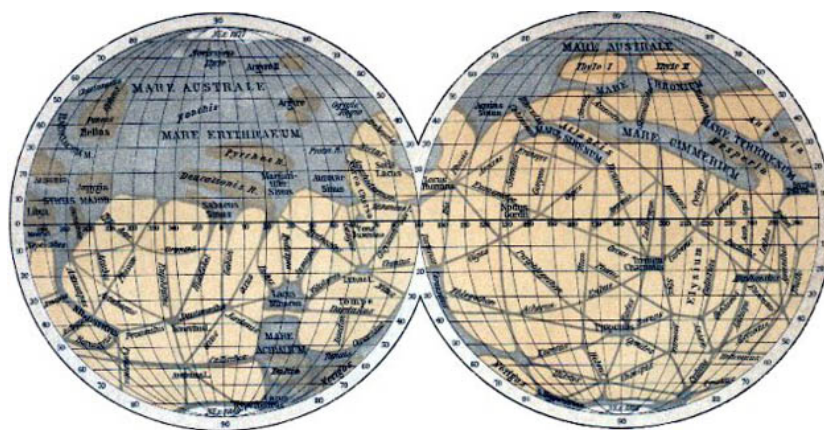


FIGURE 1.35 – Carte de la planète Mars par Giovanni Schiaparelli en 1888 (données compilées 1877-1888). Les fameux "canali" sont bien visibles sur l'hémisphère sud. Source www.nirgal.net

1.2.2.1 Les missions spatiales passées et présentes

L'arrivée des premières sondes spatiales a permis de dissiper tous les doutes sur l'hypothèse d'une civilisation sur Mars et révolutionna énormément notre vision de la planète. Dans cette section, nous allons donner un aperçu des différentes missions d'exploration spatiales de Mars (Fig. 1.2.2.1).

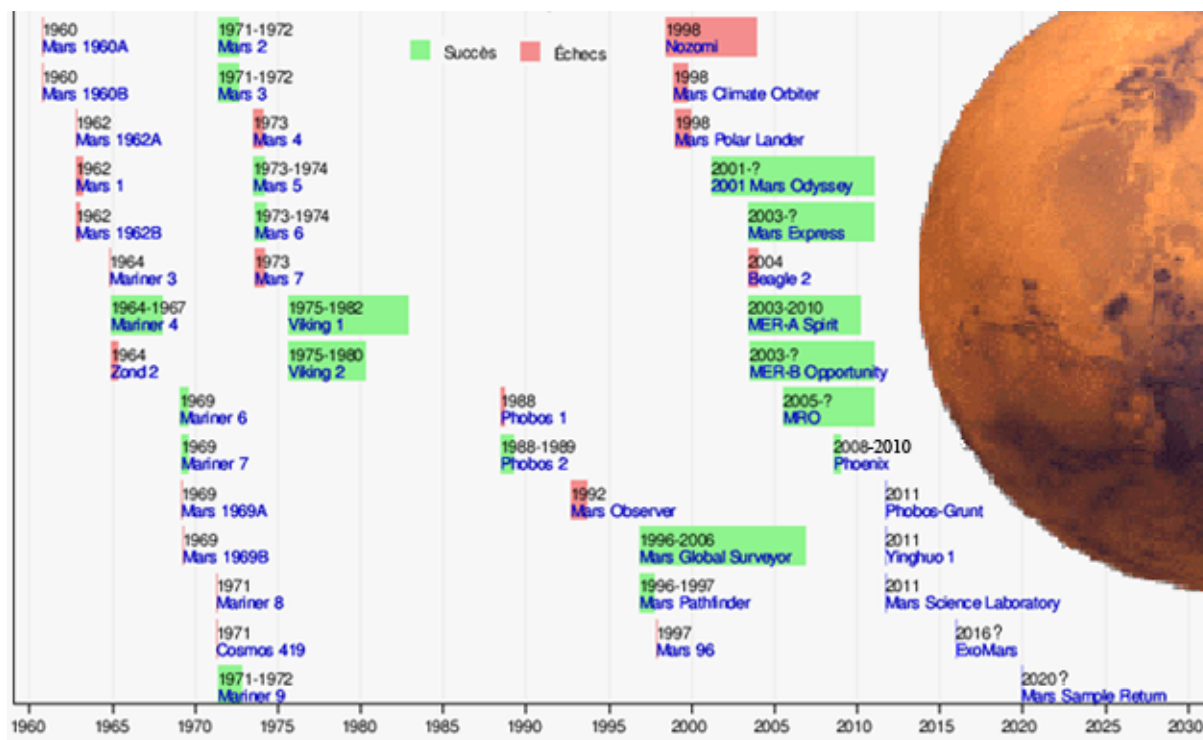


FIGURE 1.36 – Graphique résumant les différentes missions spatiales d'exploration de la planète Mars de 1960 à nos jours. Données NASA, ESA.

Les sondes Mariner de 1964 à 1972. Après de nombreux échecs tant du côté russe, que du côté américain, la première sonde à avoir survolé Mars est la sonde Mariner 4 en 1965. La sonde Mariner 9 a notamment été la première sonde à cartographier entièrement la surface de la planète à une résolution de 1 km/pixel permettant la découverte de la diversité géologique de Mars.

Les sondes Viking 1 et 2 de 1975 à 1982. Elles sont composées d'un orbiteur et d'un atterrisseur, elles avaient pour but de découvrir si la vie existait actuellement à la surface de Mars. Les orbiteurs ont permis d'avoir une couverture globale de la planète avec des images ayant une résolution d'une centaine de mètres et localement à quelques dizaines de mètres. Les deux atterrisseurs ont été les premiers à se poser à la surface de Mars (Fig. 1.28a).

Les expériences de Viking 1 et 2 ont permis d'enregistrer des données sur les conditions climatiques et la chimie de l'atmosphère pendant environ deux années martiennes. Les expériences n'ont pas détecté la présence de vie à la surface. Toutefois, aujourd'hui, la fiabilité de certains tests afin de détecter des molécules organiques seraient remis en cause, ne fermant pas la porte à l'hypothèse d'une vie potentielle.

La sonde Mars Global Surveyor de 1996 à 2006. Elle comporte plusieurs instruments dont la caméra MOC ("Mars Orbiter Camera" cf. chapitre 2 section 2.1.1.2) avec une résolution de quelques mètres (1,5 à 6 m/pixel) qui va révolutionner la vision du climat actuel sur Mars et

notamment, la présence récente de l'eau liquide. Elle est la première à effectuer une cartographie complète de la topographie de Mars avec l'altimètre laser MOLA ("Mars Orbiter Laser Altimeter" cf. chapitre 2) (cf. chapitre 2 section 2.1.1.5).

La sonde Mars Odyssey arrivée en 2001. Elle a notamment permis de dresser des cartes de l'abondance d'une vingtaine d'éléments chimiques dont l'hydrogène dans la subsurface de Mars grâce au spectromètre gamma GRS ("Gamma Ray Spectrometer") et à neutron NS ("Neutron Spectrometer").

La sonde Mars Express arrivée en 2003. C'est la première mission européenne à destination de Mars ! Elle a permis d'améliorer la connaissance de Mars grâce une cartographie globale de la planète avec la caméra à haute résolution HRSC ("High Resolution Stereo Camera"). Cette caméra permet notamment de créer des modèles numériques de terrain relativement précis pour l'étude de la surface de Mars. Embarqué à bord de la sonde, le spectro-imageur hyper-spectral OMEGA ("Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité") a pour la première fois détecté des phyllosilicates sur la planète Mars. En outre, le radar MARSIS a permis de sonder le sous-sol de Mars à la recherche d'aquifère.

Les Mars Exploration Rovers arrivés en 2004. La mission composée de deux astromobiles (ou rovers) Spirit et Opportunity ont atterri dans le cratère Gusev et la plaine de Meridiani Planum respectivement (Fig. 1.28a). Ils possèdent tous les deux les mêmes instruments dont le but est d'étudier la minéralogie et le faciès des roches à la surface, ce sont des véritables géologues ! Spirit après avoir parcouru plus de 7,7 km a été officiellement perdu en avril 2011 suite à un ensablement en 2010 et en ayant passé l'hiver martien sans être suffisamment orienté vers le soleil. Opportunity roule toujours à la surface de Mars, il a parcouru 33,2 km.

Les deux robots devaient initialement parcourir au moins 1 km et durer 90 sols (jour martien). Cependant, Spirit avec 7,7 km pendant 2.555 sols et Opportunity avec 33,2 km pour 2678 sols ont largement battu les objectifs initiaux de la mission ! Ce sont les robots ayant parcouru le plus de kilomètres dans l'histoire de l'exploration spatiale.

La sonde Mars Reconnaissance Orbiter arrivée en 2005. Elle est la dernière sonde arrivée en orbite autour de Mars. Parmi les instruments, elle possède la caméra ayant la plus grande résolution spatiale sur Mars et sur Terre pour des buts scientifiques (25 cm/pixel) ("High Resolution Imaging Scientific Experiment" HiRISE cf. chapitre 2 section 2.1.1.3) associée à une caméra pour les images contextes ("Context Camera" CTX cf. chapitre 2 section 2.1.1.1). La sonde est également munie un spectro-imageur multi-spectral ("Compact Reconnaissance Imaging Spectrometers for Mars" CRISM) et un géoradar pour sonder la subsurface ("Shallow Subsurface Radar" SHARAD).

L'atterrisseur Phoenix de 2008 à 2009. Elle est la dernière mission d'exploration de Mars. L'atterrisseur s'est posé près du pôle nord de Mars afin de creuser dans le pergélisol pour analyser des échantillons et confirmer la présence de glace (Fig. 1.28a).

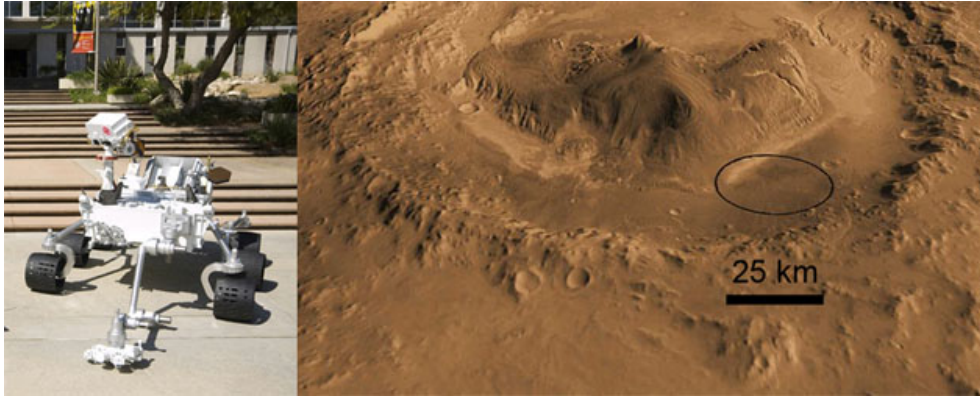


FIGURE 1.37 – L’astromobile Curiosity (“Mars Science Laboratory”) et le cratère Gale où le robot va atterrir à la surface de Mars en 2012. Source NASA/JPL-Caltech/ASU.

Et maintenant ?

La dernière grande mission à destination de Mars est l’astromobile “Mars Science Laboratory” (appelé “Curiosity”) qui devrait se poser dans le cratère Gale afin d’examiner des strates d’argiles et de sulfates et rechercher des traces potentielles de vie (Fig. 1.37).

Après l’arrêt des navettes spatiales, le plus grand défi des agences spatiales sera de mettre au point les futures missions spatiales humaines. Le dilemme qui agite les agences spatiales est de savoir s’il faut d’abord établir une base permanente sur la Lune avant d’aller explorer un astéroïde ou Mars, ou si une mission directement à destination de cette dernière est préférable. La NASA prévoit une mission habitée vers Mars au mieux en 2030.. Il y a donc tout le temps de préparer les futures astronautes et pourquoi pas un géologue...



FIGURE 1.38 – L’ingénieur Diego Urbina sur un sol martien reproduit durant la simulation d’isolation d’un voyage vers Mars “Mars500”. Cette étude a pour but d’enfermer six hommes dans un module pendant 520 jours afin de simuler une mission spatiale vers Mars et la vie à bord d’un vaisseau spatial. Durant cette simulation, les aspects psychologiques et certaines technologies seront étudiés. Source ESA.

1.2.2.2 Objectifs de l'exploration de Mars

L'exploration de Mars vise un but unique, chercher à savoir si Mars a été, est, un monde comportant de la vie. Afin de résoudre cette importante question, il faut tout d'abord comprendre la géologie, le climat et les autres processus qui ont façonné la surface de Mars au cours du temps et comment ils interagissent aujourd'hui.

La clé afin de comprendre la vie potentielle passée, présente et future sur Mars peut être résumée en quatre objectifs de l'exploration de Mars.

Déterminer si la vie s'est formée sur Mars. Sur Terre, la vie est présente dans tous les milieux même ceux extrêmes, mais la vie semble toujours avoir besoin de l'eau pour survivre. Par conséquent, dans l'hypothèse où la vie serait apparue sur Mars, il est possible qu'elle ait eu besoin d'eau. C'est pourquoi, afin de trouver des preuves de la vie, il est primordial d'étudier les environnements où l'eau s'est accumulée ou a coulé. Il faut également chercher à identifier les marqueurs de vie passée ou présente. Par exemple, sur Terre, les fossiles dans les roches sédimentaires donnent une preuve claire de la vie et de son évolution. De la même manière sur Mars, il faut s'intéresser aux différents types de marqueurs et les roches pouvant les contenir.

Caractériser le climat de Mars. Un des enjeux de la recherche de la vie est de comprendre le climat sur Mars. En effet, il est nécessaire de d'étudier le climat actuel afin de caractériser la dynamique de l'atmosphère. La question est de savoir si le climat de Mars a toujours été aussi froid et sec qu'actuellement et si il a changé au cours du temps. La géologie enregistre les variations climatiques, c'est pourquoi l'étude de la géologie sur Mars est essentielle. En effet, la reconstitution des climats passés pourrait permettre d'identifier les endroits où la vie pourrait avoir potentiellement survécu si elle est apparue.

Caractériser la géologie de Mars. Plusieurs questions fondamentales se posent à propos de la géologie de Mars. Comment la planète a évolué depuis sa formation ? Comment expliquer les différences et les similitudes entre la Terre et Mars ? Où chercher des traces potentielles de vie ? Toutes ces questions seront résolues en étudiant la géologie de Mars. Il est nécessaire de comprendre quel a été le rôle de l'eau, du vent, du volcanisme, des impacts et de la tectonique dans le façonnement de la planète.

Préparer les futures explorations humaines de Mars. Dans un futur plus ou moins proche, nous savons que les Hommes iront un jour sur Mars. Toutefois, si nous sommes capables d'envoyer des sondes dans le système solaire et des Hommes sur la Lune depuis longtemps, envoyer des Hommes sur Mars et les faire revenir en toute sécurité est hautement plus difficile. C'est pourquoi comprendre l'environnement martien est indispensable afin de préserver les équipements et les futurs astronautes.

1.2.3 La géologie de Mars, un livre sur son histoire climatique

Lors de l'étude d'une région sur Mars, il est capital de garder en tête que la planète conservant ses terrains les plus anciens, les modèles observés et les processus géologiques interprétés à l'aide de la télédétection peuvent avoir été influencés par des processus antérieurs. C'est pourquoi dans le cas de processus relativement récent et en l'absence de véritable datation des roches, il est important d'évaluer les possibles héritages morpho-climatiques.

Dans cette section, nous allons exposer les différents processus géologiques ayant façonné la surface de Mars durant son histoire (Fig. 1.39).

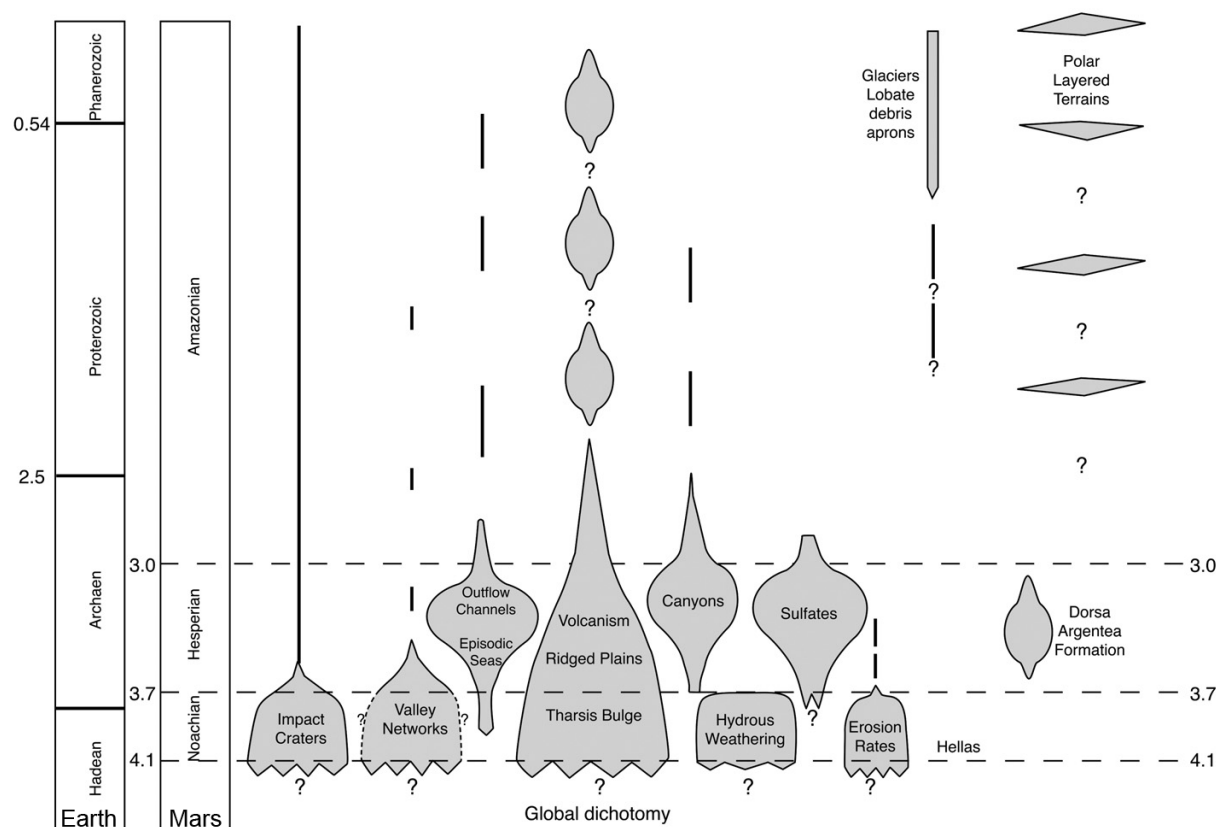


FIGURE 1.39 – Activité géologique de Mars au cours du temps. L'importance relative et la durée des différents processus principaux sur Mars (volcanisme, tectonique, cratérisation) sont représentées en fonction du temps, d'après Carr and Head III (2010).

1.2.3.1 Le pré-Noachien : une énigme (> 4,1 Ga)

La planète Mars conserve des terrains très primitifs d'âge > 4,1 Ga (pré-Noachien). Vraisemblablement due à l'absence de tectonique sur Mars, il n'y aurait pas eu de recyclage crustale sur Mars. Seuls les processus de cratérisation et les processus volcaniques ont partiellement recouvert les terrains anciens du Noachien. Par contre, les terrains pré-noachiens sont très limités car ils ont été peu conservés. Le pré-Noachien est la période qui s'étend depuis la formation de Mars à 4,55 Ga jusqu'à ~ 4,1 Ga.

Durant les premiers millions d'années de cette période, Mars a subi une différenciation permettant la formation d'un noyau, d'un manteau et de la croûte. Ensuite, il est très difficile d'avoir une idée sur ce qui s'est passé du fait de la conservation partielle des terrains de cette période. La dichotomie nord-sud de Mars semble s'être formée également durant cette période

primitive de Mars (Neumann et al., 2004; Carr and Head III, 2010). En effet, le soubassement des plaines basses nord, qui est enfoui sous des sédiments plus récents, semble présenter des bassins d'impact ayant sans doute un âge de rétention autour de 4,1 Ga (Frey, 2003; Nimmo et al., 2008).

Une des principales découvertes du satellite Mars Global Surveyor (1997 cf. section 1.2.2.1) a été la détection de zones ayant des anomalies magnétiques rémanentes dans les terrains les plus anciens (Acuna, 1999; Connerney, 1999). L'explication la plus probable est que Mars a eu un champ magnétique au début de son histoire mais que l'arrêt de sa dynamo a provoqué la perte de ce champ magnétique.

Le bombement volcanique de Tharsis a pu commencer à se développer durant cette période du fait du fonctionnement de la machine thermique à l'intérieur de Mars. Cependant, la date de la formation de Tharsis est toujours énigmatique car aucune lave datant de cette période n'a encore été observée à ce jour. C'est sans doute à cette époque que Mars possédait une atmosphère épaisse comparable à la Terre. Par contre, la composition de cette atmosphère primitive est hautement incertaine.

1.2.3.2 Le Noachien : un climat humide et chaud (~ 4,1-3,7 Ga)

Les terrains noachiens sont caractérisés par une forte densité de cratères d'impact (Tableau 1.2 et Fig. 1.39), ils sont principalement présents dans l'hémisphère sud formant les hauts plateaux (Fig. 1.32). La période du Noachien est caractérisée par un fort bombardement météorique qui a décliné rapidement avec le temps (Fig. 1.33). Ce flux important de gros impacts a eu plusieurs conséquences au niveau planétaire. Tout d'abord, les nombreux impacts ont pu créer en surface un régolite, c'est à dire une couche de débris sur toute la planète formés par les retombées d'éjecta (Carr and Head III, 2010). En outre, les impacts ont pu provoquer une activité hydrothermale autour des sites impactés due à l'apport de chaleur.

Cette période est également marquée par une activité volcanique importante (Fig. 1.39). La majorité de cette activité est exprimée par le développement de Tharsis qui représente un empilement de produits volcaniques de ~ 5000 km de large pour ~ 9 km de haut (Phillips et al., 2001). Les bassins d'impact ainsi que les plaines nord peuvent contenir d'épais dépôts de produits volcaniques qui ont été recouverts par la suite par des dépôts plus jeunes.

Bien que l'activité volcanique ait été importante, la cratérisation a été plus importante, expliquant pourquoi les terrains noachiens sont dominés par les cratères à grande échelle. Les roches volcaniques sont principalement des basaltes riches en pyroxènes faiblement calciques avec des teneurs variables en olivine (Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2005) mais des roches plus acides sans doute indicatives d'écoulements pyroclastiques sont également présentes (Squyres et al., 2007).

Les terrains noachiens apparaissent clairement bien plus érodés que les autres terrains plus jeunes (Fig. 1.39) (Craddock and Howard, 2002). En effet, les cratères d'impact d'une centaine de kilomètres montrent des remparts très érodés et des cratères partiellement remplis qui sont clairement en contraste avec les cratères d'âge hespérien qui ont une morphologie relativement bien conservée. Le taux d'érosion au Noachien a été d'environ 2-5 fois plus important qu'à l'Hespérien où il a brusquement chuté (Golombek and Bridges, 2000).

Depuis les images Mariner 9 (1971), de nombreuses vallées ramifiées semblables aux rivières terrestres ont été observées à la surface de Mars (Fig. 1.40a) (McCauley et al., 1972). La plupart des vallées ramifiées sont observées sur les hauts plateaux noachiens (~ 95 %) (Baker, 1982; Craddock and Howard, 2002; Ansan et al., 2008). De nombreuses vallées sont longues

de quelques centaines de kilomètres et se jettent dans des bassins au sein des terrains noachiens (Hynek et al., 2008). D'autres vallées ont une longueur de quelques milliers de kilomètres et incisent les pentes de la dichotomie martienne pour se jeter dans les plaines de Chryse et d'Acidalia (Bouley et al., 2009).

La densité de drainage varie considérable selon les zones étudiées jusqu'à des ordres similaires à la Terre (Baker, 1982; Mangold et al., 2004a). Si l'eau semble être l'agent à l'origine des vallées, les mécanismes d'érosion des vallées engendrent un débat qui anime toujours la communauté planétaire. Deux origines ont été proposées : (i) le sapement dû à des sources souterraines est basé sur l'observation de têtes de vallées en amphithéâtre et un profil transversal rectangulaire des vallées (Carr and Clow, 1981; Carr, 1996; Gulick, 2001); (ii) le ruissellement d'eau est basé sur la densité de drainage comparable à la Terre et une ramification élevée (Craddock and Howard, 2002; Mangold et al., 2004a).

Toutes cette activité fluviale a engendré de nombreux dépôts sédimentaires (Fig. 1.40b). De nombreuses vallées débouchent dans des zones basses comme les cratères d'impact, elles ont formé des lacs intra-cratères (Baker, 2001). Des dépôts sédimentaires et même des deltas sont observés dans certains cratères dont les plus spectaculaires sont situés dans Eberswalde, Holden mais aussi Gale crater où le rover Curiosity va atterrir (Malin and Edgett, 2003; Fassett and Head III, 2008a). La plus grande preuve d'une activité hydrologique ayant induit une altération des roches provient de la détection par l'instrument OMEGA de Mars Express de phyllosilicates (Fig. 1.40b) (Poulet et al., 2005; Bibring et al., 2006).

La présence des plaines basses au nord avec des vallées ramifiées se jetant dans ces plaines a conduit naturellement à une hypothèse, qui est toujours très controversée, d'un océan sur Mars au Noachien (Baker, 2001).

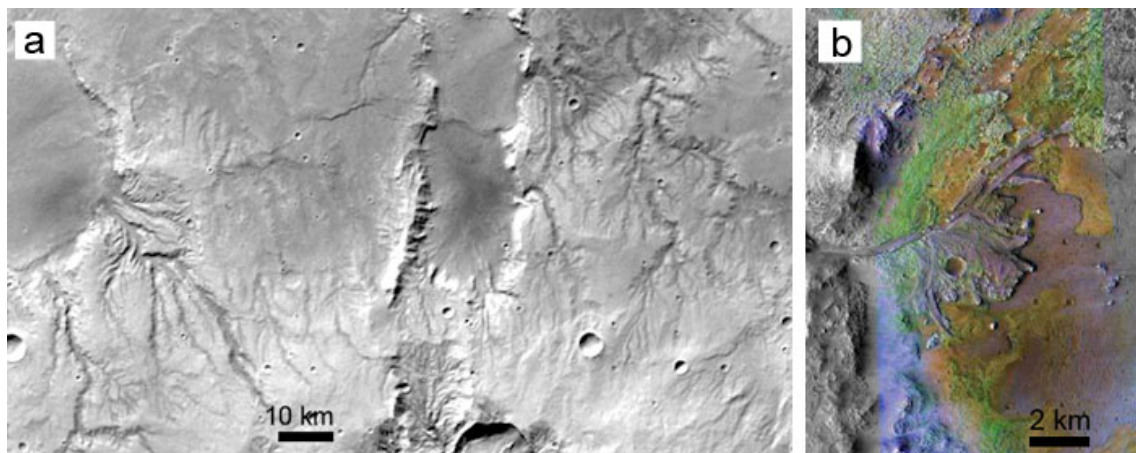


FIGURE 1.40 – Période du Noachien à climat chaud et humide caractérisée par (a) les vallées ramifiées sur les bords du cratère Huygens (source HRSC ESA/DLR/FU Berlin) et (b) un delta composé de phyllosilicates (en vert) dans le cratère Jezero (source CRISM NASA/MSSS/JPL).

Ainsi, le Noachien est marqué par (i) un fort taux de cratérisation et d'érosion due à un fort flux météoritique et à la formation de vallées, mais également par (ii) une forte activité volcanique en partie avec le développement de Tharsis et (iii) une altération aqueuse importante des roches associée à un dépôt de minéraux hydratés comme les phyllosilicates (Fig. 1.39).

La dissection très importante des terrains noachiens associée aux preuves de ruissellement d'eau et de formation de lacs intra-cratère sont des preuves géologiques que le climat sur Mars a été différent au Noachien. Les caractéristiques géomorphologiques des vallées et des phyllosilicates suggèrent un climat caractérisé par des précipitations durant de longues périodes de temps

(Mangold, 2003). Un climat chaud et humide durant le Noachien est le scénario qui semble le plus plausible afin d'expliquer la formation des modelés géologiques observés dans les hauts plateaux cratérisés (Craddock and Howard, 2002; Malin and Edgett, 2003).

Même en cas d'échappement atmosphérique par la perte du champ magnétique, le dégazage d'énorme quantité de dioxyde de carbone et d'eau par la formation de Tharsis a pu permettre un climat chaud et humide de persister (Phillips et al., 2001). Par conséquent, le climat au Noachien semble avoir été globalement chaud et humide.

1.2.3.3 L'Hespérien : un climat Froid mais épisodiquement humide (~ 3,7-3 Ga)

La période de l'Hespérien est marquée par une diminution drastique de l'activité érosive, volcanique et du flux météoritique comparé au Noachien (Fig. 1.39) (Carr and Head III, 2010). Cependant, même si l'activité volcanique a diminué, elle n'en a demeuré par moins importante comme en attestent les terrains volcaniques d'âge hespérien qui montre que l'activité volcanique aurait resurfacé ~ 30 % de Mars (Head et al., 2003).

Le volcanisme hespérien est caractérisé par la formation de plaines de laves fluides et des volcans Paterae (Greeley and Spudis, 1981; Scott and Tanaka, 1986). D'ailleurs, le nom donné à cette période provient de la plaine de lave Hesperia Planum (Fig. 1.32) (Scott and Tanaka, 1986). Plusieurs observations montrent que les plaines nord sont recouvertes par des plaines de laves hespériennes qui ont été enfouies par la suite par du matériel amazonien (Head et al., 2003; Tanaka et al., 2005). Il est également probable qu'Olympus Mons s'est principalement construit durant cette période.

Valles Marineris s'est également formée durant l'Hespérien (Fig. 1.30b et Fig. 1.39). L'origine de ce système de canyons est vraisemblablement due à des mouvements extensifs résultant de contraintes formées par la présence de Tharsis. L'ensemble des canyons formant Valles Marineris commencent probablement à s'ouvrir au Noachien, et les processus de subsidence, de failles et d'érosion des parois continuent tout au long de l'Hespérien.

La formation de larges systèmes de vallées ramifiées a décliné durant cette période (Fig. 1.39) (Fassett and Head III, 2008b). Toutefois, de nombreuses vallées sont toujours observées dans les terrains hespériens, particulièrement sur les pentes de certains volcans (Fig. 1.29b)(Gulick, 2001; Fassett and Head III, 2008b).

La période de l'Hespérien voit la formation de gigantesques vallées de plusieurs milliers de kilomètres de long pour une dizaine de kilomètres de large appelées vallées de débâcles (Fig. 1.41a et 1.39) (Carr and Clow, 1981; Baker, 1982; Carr, 1996). De nombreuses observations (îles en forme de larme, chenaux, cannelures, ...) montrent qu'elles ont probablement été creusées par des écoulements catastrophiques avec des débits très importants (Baker, 1982). Ces vallées ont pour origine des "zones chaotiques", montrant que leur formation ne serait reliée pas à des précipitations, mais plutôt à une brusque libération d'eau qui proviendrait d'aquifères souterrains, de lacs ou encore, de la fonte brutale de glace de sol (comme les jökulhlaups par exemple) (Baker et al., 1991; Carr, 1996; Meresse et al., 2008).

Les gigantesques écoulements d'eau qui ont creusé les vallées de débâcles ont pu conduire à la formation d'un océan sur Mars (Baker et al., 1991; Clifford and Parker, 2001; Carr and Head, 2003). Cet océan aurait recouvert les basses plaines nord formant un océan appelé "Oceanus Borealis" (Parker et al., 1993). Des replats topographiques observés le long de la dichotomie dans les plaines nord semblent être des traits de côtes anciens (Parker et al., 1993; Clifford and Parker, 2001) mais d'autres origines sont également possibles (volcanique, ...). Cet océan hypothétique pourrait avoir déposé une grande quantité de sédiments dans les plaines nord et

expliquant pourquoi les plaines volcaniques noachiennes sont partiellement ou complètement recouvertes de sédiments. Ce dépôt hespérien recouvrant les plaines nord est appelé la “Vastitas Borealis Formation” (Kreslavsky and Head, 2002a). Cependant dans le cas de l’océan, l’absence de détection de dépôts de roches carbonatées au sein des plaines nord est pour l’instant une énigme. Il est toutefois possible qu’ils aient été recouverts par des dépôts postérieurs.

A l’Hespérien, pour la première fois, des observations montrent que durant cette période il y a eu des dépôts de glace importants (Fig. 1.39). En effet, plusieurs modelés glaciaires (d’érosion et de dépôts) autour de la calotte polaire Sud formant la “Dorsa Argentae Formation” semblent indiquer qu’il y aurait eu des accumulations de glace à l’Hespérien (Head and Pratt, 2001). Ces dépôts de glace peuvent avoir formé une gigantesque calotte de glace polaire qui par la suite, aurait subi une dégradation et une récession importante.

Les observations orbitales et de surface montrent que le taux d’érosion à l’Hespérien a été plus faible, environ 2-5 fois, qu’au Noachien (Golombek and Bridges, 2000). L’érosion est moins globale et plus faible qu’au Noachien car l’érosion la plus importante provient d’événements locaux, comme le creusement des vallées de débâcles ou la sublimation de la “Dorsa Argentae Formation” (Fig. 1.39). La présence d’olivine qui sont communément observées dans les terrains hespériens montrent que l’altération des roches a été faible durant cette période (Hoefen et al., 2003).

Même si l’érosion et l’altération ont été faibles, de nombreux dépôts de sulfates ont été détectés dans les terrains de l’Hespérien (Fig. 1.39). Par exemple, Valles Marineris montrent de grandes accumulations de dépôts stratifiés riches en sulfates, dont l’origine reste débattue (Gendrin et al., 2005; Catling et al., 2006; Le Deit et al., 2008).

Opportunity, l’un des Mars Exploration Rovers (cf. section 1.2.2.1), a découvert des dépôts stratifiés riches en sulfates à de Meridiani Planum (Fig. 1.41b) (Squyres et al., 2009). Ces dépôts stratifiés semblent faire partie d’une vaste unité recouvrant les terrains cratérisés noachiens et qui aurait été formé par des dépôts éoliens et aqueux (Grotzinger et al., 2005). Les sulfates peuvent avoir été formés par altération de basaltes à olivine par des fluides acides riches en sulfates (fumerolles, circulation souterraine, ...) ou par évaporation d’eau riche en sulfates (Elwood Madden et al., 2004; Tosca et al., 2005).

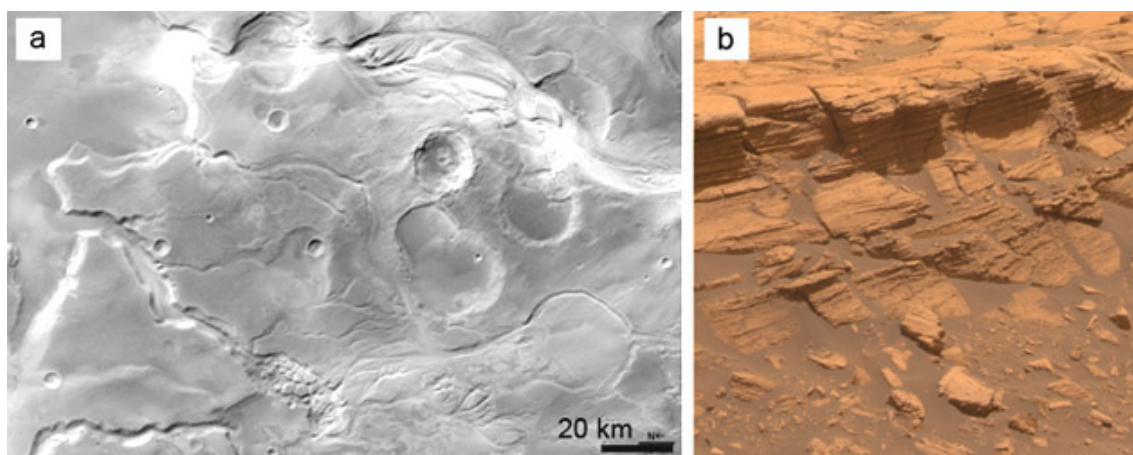


FIGURE 1.41 – Période de l’Hespérien à climat froid et épisodiquement humide caractérisée par (a) les vallées de débâcles de Mangala Valles à la dichotomie au SO de Tharsis (source image HRSC ESA/DLR/FU Berlin) et (b) des dépôts stratifiés riches en sulfates à Meridiani Planum (source image Pancam NASA/JPL/Cornell).

Ainsi, l'Hespérien est caractérisé par : (i) un taux de cratérisation et d'érosion chutant ; (ii) la continuité de l'activité volcanique qui décline toutefois et est restreinte à la formation de vastes plaines de lave recouvrant 30 % de la planète et de quelques édifices volcaniques ; (iii) la formation de larges vallées de débâcles et de quelques vallées ramifiées ; (iv) l'arrêt de l'altération formant les phyllosilicates et la formation de dépôts importants riches en sulfates (Fig. 1.39).

Les conditions climatiques semblent avoir changé durant l'Hespérien. Ceci est marqué par la transition de la nature des produits d'altération des phyllosilicates au Noachien aux sulfates à l'Hespérien. Le creusement des vallées n'est plus produit par des précipitations mais par des libérations catastrophiques d'eau. En outre, il semble y avoir une redistribution de l'eau avec la formation d'une calotte polaire australe très importante. Tous ces changements semblent montrer qu'il y ait eu un changement climatique global à la fin du Noachien. L'intensité et les causes de ce changement climatiques restent encore énigmatiques à ce jour.

Toutefois, l'augmentation de l'épaisseur de l'atmosphère par des libérations massives de SO_2 et de H_2S par des éruptions volcaniques importantes (plaines de laves) a pu permettre à l'eau liquide de persister, au moins épisodiquement. Cette atmosphère riche en soufre peut expliquer l'absence de carbonates à la surface de Mars à cause des mécanismes de rétroactions liés au H_2S atmosphérique (Halevy et al., 2007).

Ainsi, la baisse de l'activité volcanique et l'arrêt de la dynamo à l'intérieur de Mars ont pu faire chuter l'atmosphère et les températures atmosphériques. Ce changement climatique aurait entraîné la formation de dépôts riches en sulfates et surtout, le début de la formation d'une cryosphère globale et épaisse sur Mars. Par conséquent, le climat à l'Hespérien semble avoir été globalement froid et épisodiquement humide.

1.2.3.4 L'Amazonien et le climat récent froid et sec : le paradigme du désert froid (~ 3 Ga-aujourd'hui)

L'Amazonien comprend les deux-tiers de l'histoire de Mars (période de ~ 3 Ga). En dépit de la longue durée de l'Amazonien, la surface a été peu modifiée par les processus géologiques tels la cratérisation, le volcanisme et la tectonique (Fig. 1.39). En effet, les taux d'érosion durant l'Amazonien sont très faibles (Golombek and Bridges, 2000). La faible modification de la surface de Mars après ~ 3 Ga explique sans doute pourquoi Scott and Carr (1978) ont classifié cette phase dans une seule et même période et pourquoi la planète a conservé ses terrains les plus anciens.

L'activité volcanique durant l'Amazonien diminue grandement, elle est limitée aux régions volcaniques de Tharsis et d'Elysium et de quelques plaines volcaniques (Fig. 1.39). Les âges de ces surfaces volcaniques allant jusqu'à ~ 10 Ma, l'activité volcanique a pu s'étendre jusqu'à l'Amazonien inférieur (Berman and Hartmann, 2002). En outre, ces âges étant groupées dans le temps, il semble que l'activité volcanique ait été épisodique (Werner, 2009). Ces âges conjugués aux âges de cristallisation de certaines SNC qui vont jusqu'à ~ 150 Ma (McSween Jr., 2002), montrent qu'il est possible que Mars ait été active jusqu'à une période récente.

Bien que le paroxysme de la formation des vallées de débâcles soit à la fin de l'Hespérien, quelques vallées de débâcles de petites dimensions semblent s'être formées durant l'Amazonien (Fig. 1.39). Certaines sont localisées autour de Tharsis, et d'autres comme Athabasca, Hrad Valles sont localisées sur les flancs sud-ouest d'Elysium Mons (De Hon, 1991; Chapman, 1994).

L'âge de rétroaction de ces vallées est d'environ ~ 140 Ma (Berman and Hartmann, 2002), et même peut être jusqu'à ~ 10 Ma (Burr et al., 2002). Ces vallées ont toute pour origine

des failles et grabens, leur formation est interprétée comme étant le résultat de processus phréato-magmatiques dans un encaissant gelé contenant de la glace (Chapman, 2003; Wilson and Mouginis-Mark, 2003).

Seulement quelques rares vallées ramifiées sont observées dans les terrains amazoniens. Elles incisent les terrains des autres périodes et partiellement des terrains amazoniens suggérant une formation amazonienne (Fassett and Head III, 2008b). En outre, quelques volcans possèdent des flancs très incisés par des réseaux de vallées comme Alba Patera. L'origine de ces vallées est inconnue mais leur âge semble amazonien (Fassett and Head III, 2008b).

L'activité éolienne est omniprésente à la surface de Mars. De nombreux champs de dunes et des "ripples" de poussières parsèment les régions de Mars (Bridges et al., 2007). Son impact érosif a vraisemblablement été relativement faible car les structures volcaniques et d'impact ont été peu modifiées par l'érosion éolienne. Par contre, sur les roches plus friables comme les sédiments, l'érosion éolienne a créé de nombreuses morphologies comme les yardangs. L'activité éolienne a pu également induire de larges accumulations de sédiments éoliens dans certaines régions sur Mars (Bridges et al., 2007).

Les calottes polaires nord et sud se seraient formées durant l'Amazonien (Fig. 1.39). Les calottes forment des dômes atteignant jusqu'à 3 km de haut (Byrne, 2009b). La surface des calottes possède un âge de rétention d'environ 0,1 Ma pour la calotte boréale et de 10 Ma pour la calotte australe (Herkenhoff and Plaut, 2000). Les couches composant les calottes semblent s'être formées par accumulation de glace et de poussières. Les différences entre les couches refléteraient des variations climatiques modulées par des variations périodiques de l'orbite de Mars (Toon et al., 1980; Tanaka et al., 2005; Levrard et al., 2007). En effet, la planète Mars a subi des variations périodiques de ses paramètres orbitaux (obliquité, excentricité, précession) qui ont peut-être entraîné des variations dans l'accumulation de glace et de poussières aux pôles (Laskar and Robutel, 1993; Laskar et al., 2002).

La glace semble avoir joué un grand rôle dans la modification de la surface de Mars à l'Amazonien (Fig. 1.39). En plus des accumulations de glaces aux pôles, de nombreux modèles de surface montrent que des accumulations de glaces ont eu lieu dans certaines régions de Mars (Lucchitta, 1981).

En effet, les moyennes et hautes latitudes semblent comporter de la glace en profondeur dans le sol (Soderblom et al., 1973; Lucchitta, 1981; Squyres and Carr, 1986; Clifford, 1993). Depuis la sonde Mariner 9, différents modèles appelés "fretted terrains" ont été identifiés aux moyennes latitudes nord et sud (Fig. 1.42) (Sharp, 1973; Squyres, 1978). Ces modèles présentant des lineations, fractures, profils convexes ; sont composés des (i) des "lobate debris aprons", (ii) des "lineated valley fills", et (iii) des "concentric crater fills" (Fig. 1.39) (Squyres, 1978; Carr, 2001).

Les "lobate debris aprons" montrent typiquement un profil convexe avec des morphologies montrant un écoulement d'un matériel riche en glace depuis les pentes des falaises ainsi qu'une sublimation partielle (Fig. 1.42a) (Squyres, 1979; Lucchitta, 1981; Carr, 2001; Mangold, 2003; Pierce and Crown, 2003). Ces écoulements semblent être dus à la présence de glace de sol (au moins 28 % de glace en volume) ayant flué mais dont l'origine est toujours inconnue (Squyres and Carr, 1986; Mangold et al., 2002; Hauber et al., 2005, 2008). La présence de glace dans les "lobate debris aprons" a été confirmée par les données du radar SHARAD (Holt et al., 2008; Plaut et al., 2009).

Les "lineated valley fills" sont observées au fond des vallées et montrent une morphologie "visqueuse" indiquant l'écoulement d'un matériel riche en glace au sein des vallées de façon similaire aux glaciers rocheux sur Terre (Fig. 1.42b) (Kargel and Strom, 1992; Carr, 2001;

Milliken et al., 2003). Ces dépôts “visqueux” sont organisés en système hiérarchisé avec des tributaires et des vallées principales de manière similaire aux glaciers terrestres et semblent être reliés aux “lobate debris aprons” (Head et al., 2006a; Head and Marchant, 2006b). Les “concentric crater fills” au fond des cratères montrent des lineations concentriques et un profil convexe caractéristique de fluage d’un matériel riche en glace (Fig. 1.42c) (Lucchitta, 1981; Levy et al., 2010b; Pearce et al., 2011).

En dehors de ces moyennes latitudes, des traces de glaciers rocheux (moraines, ...) sont également observées sur les flancs nord-ouest d’Olympus Mons, des Tharsis Montes et d’autres volcans (Lucchitta, 1981; Neukum et al., 2004; Shean et al., 2005). L’origine de ces glaciers serait reliée à la redistribution de la glace depuis les pôles vers l’équateur (à l’ouest des volcans) lors de changements climatiques importants (Forget et al., 2006).

L’Amazonien comporte d’énigmatiques ravines (“gullies”) sur les dunes, falaises et pentes internes de nombreux cratères qui suscitent un grand intérêt depuis leur découverte par Malin and Edgett (2000) (Fig. 1.42d). Elles sont composées d’une alcôve, d’un chenal plus ou moins sinueux et d’un dépôt terminal en éventail (Fig. 1.42d) (Malin and Edgett, 2000).

En effet, cette morphologie est similaire aux morphologies fluviales suggérant une formation reliée à l’écoulement d’eau liquide. Cependant, l’origine de l’eau reste énigmatique, elle proviendrait entre autres : (i) d’aquifères souterrains (Malin and Edgett, 2000), (ii) fonte de neige (Christensen, 2003), ou (iii) fonte de glace en subsurface (Costard et al., 2002; Jouannic et al., 2011). Les “gullies” se sont probablement formées très récemment (< millions d’années ou milliers d’années) (Malin and Edgett, 2000; Schon et al., 2009a), animant le débat dans la communauté planétaire de la présence d’eau liquide sur Mars jusqu’à une époque récente.

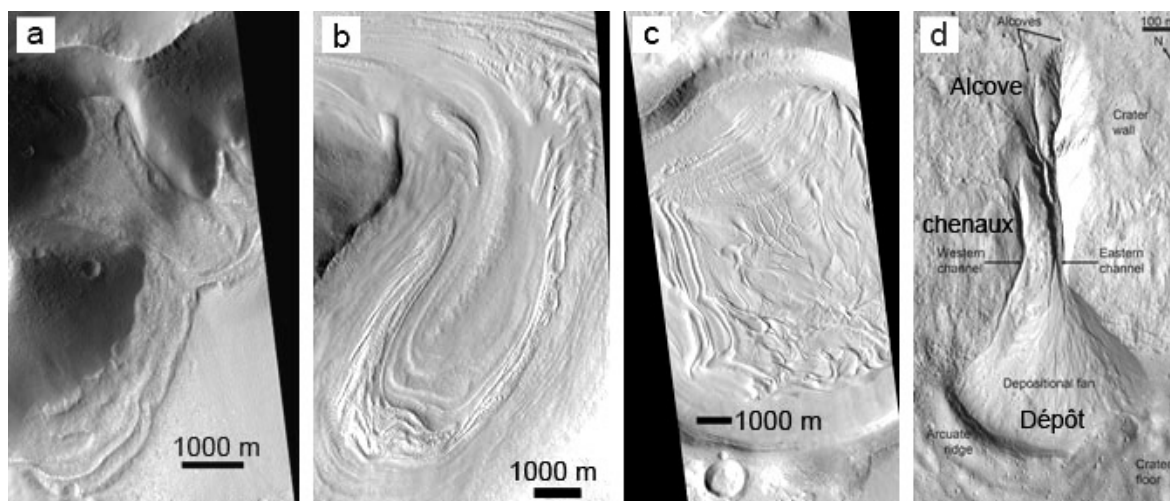


FIGURE 1.42 – Période de l’Amazonien à climat très froid caractérisée par le fluage de matériels riches en glace (a) “lobate debris aprons”, (b) “lineated valley fills”, (c) les “concentric crater fills” et par (d) des ravines créées par l’écoulement épisodique d’eau liquide (modifié d’après Schon et al. (2009a) (source image HiRISE NASA/JPL/ASU).

Ainsi, l’Amazonien est caractérisé par : (i) un taux d’érosion très faible comparé aux autres périodes ; (ii) une activité volcanique faible et épisodique limité à Tharsis et à quelques plaines de lave ; (iii) la formation de quelques vallées de débâcle et de ravines par l’eau liquide ; (iv) la présence de dépôts de glace aux pôles mais aussi dans les moyennes et hautes latitudes probablement reliés à des variations de l’orbite de Mars (Fig. 1.39).

Le climat à l'Amazonien a probablement été similaire aux conditions actuelles de Mars avec des conditions climatiques très froides et très sèches (Fig. 1.27). Cependant, la présence de ravines et de vallées de débâcles semblent indiquer que l'eau liquide a pu être stable, au moins pendant des périodes temporaires. Très récemment, des écoulements se répétant saisonnièrement ont été observés par la caméra HiRISE au bord d'un cratère, il est possible qu'ils soient dues à de l'eau liquide qui pourrait exister actuellement de façon saisonnière (Science report août 2011).

Ce climat froid a vraisemblablement conduit à la formation d'une cryosphère globale sur Mars (Clifford, 1993). Différents modèles indiquent la présence de glace de sol dans des régions spécifiques sur Mars due à une distribution latitudinale de la glace. Plusieurs questions se posent à propos de ces redistributions de la glace au cours du temps. Quel a été l'impact des variations périodiques de l'orbite Mars ? Quels ont été les changements climatiques durant l'histoire récente de Mars ? Quel est la relation entre ces possibles changements climatiques et la présence d'une cryosphère globale ?

Dans cette histoire géologique martienne, cette thèse se concentre principalement sur la période de l'Amazonien Supérieur. Durant cette période, nous chercherons à savoir comment la cryosphère a été formée par les changements climatiques et quelle a été son évolution au cours de l'histoire récente de Mars.

1.2.4 Une cryosphère façonnée par les changements climatiques récents de l'Amazonien Supérieur

Nous avons volontairement séparé la période de l'Amazonien Supérieur (Fig. 1.34) afin de focaliser notre étude sur le pergélisol de la planète Mars et son évolution durant cette période. Dans cette section, nous allons exposer les observations indiquant la présence d'un pergélisol sur Mars et ses possibles liens avec des changements climatiques récents sur Mars.

1.2.4.1 Un pergélisol actuel analogue aux régions périglaciaires terrestres

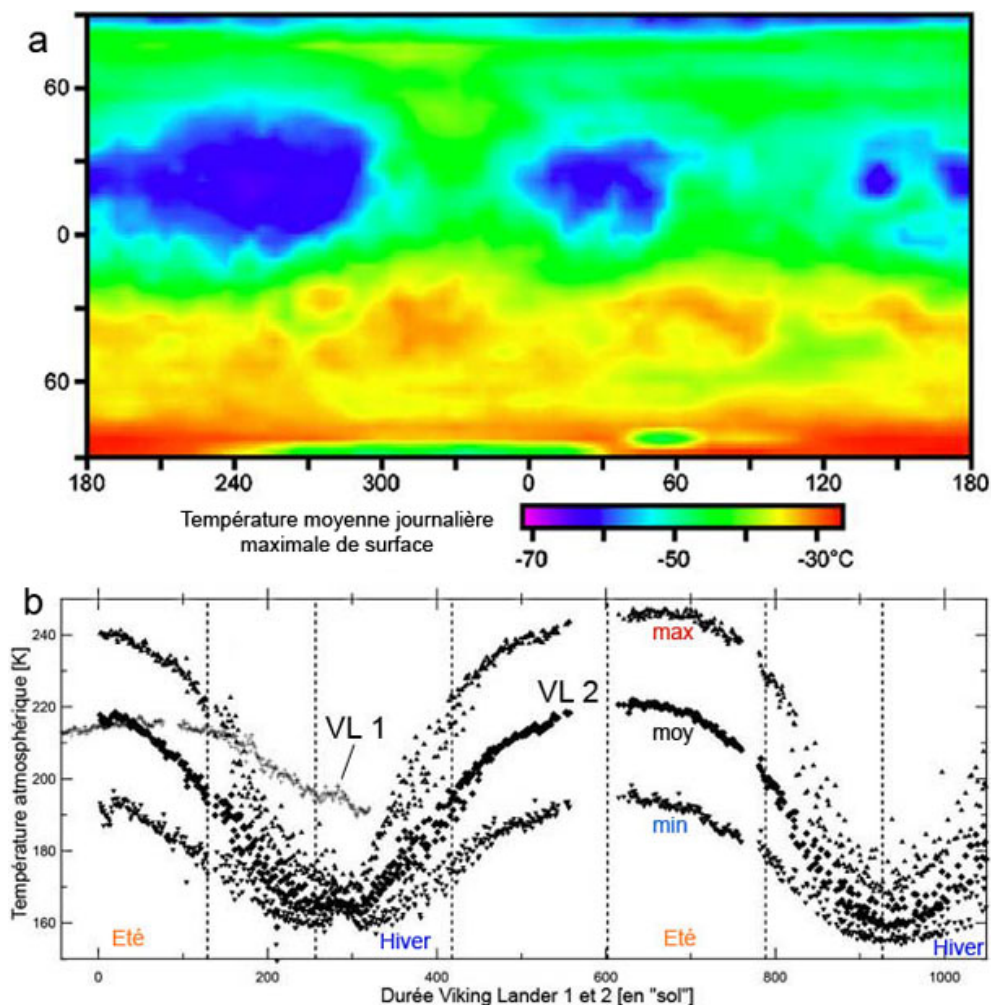


FIGURE 1.43 – (a) Distribution de la température moyenne journalière maximale de surface pendant une année sur Mars. Les données de températures proviennent du Modèle Climatique Globale (GCM) de Forget et al. (1999). (b) Températures atmosphériques enregistrées par le Viking Lander 1 (VL 1 : 22°N 47°W) et Viking Lander 2 (VL 2 : 48°N 131°E). Pour VL 1 : températures moyennes journalières. Pour VL 2 : températures journalières maximales (max), moyennes (moy), et minimales (min). Modifié d'après Marchant and Head III (2007).

Sur toute la surface de Mars, les températures moyennes journalières maximales de surface (moyenne journalière maximale = valeur maximale des températures journalière durant une année martienne) sont toujours très $< 0^{\circ}\text{C}$ (Fig. 30 et Fig. 54a). Par conséquent, la planète Mars comporte un pergélisol global au sens thermique du terme (cf. section 8) (Clifford, 1993).

Aux moyennes latitudes, même en été, les températures de surface sont constamment $< 0^{\circ}\text{C}$ (Fig. 54b), le sol reste gelé en subsurface, il n’y a donc pas de couche active (couché dégelant saisonnièrement) (cf. section 8).

Toutefois, dans certaines régions de Mars, la température de surface peut être $> 0^{\circ}\text{C}$ aux heures les plus chaudes durant le jour. Cela se produit à l’équateur et sur les pentes face au pôle des moyennes latitudes (Forget et al., 2006). Cependant, pour que la subsurface dégèle, il faut que la température moyenne journalière de surface soit $> 0^{\circ}\text{C}$ durant la saison chaude. Les températures moyennes journalières sur Mars étant toujours $< 0^{\circ}\text{C}$ (Fig. 54a), une couche active (couche dégelée saisonnièrement) ne peut pas se former sur Mars.

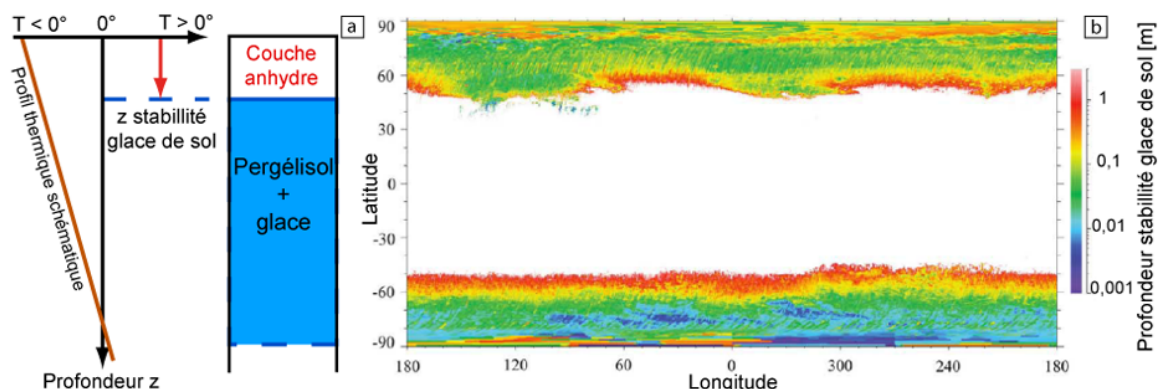


FIGURE 1.44 – (a) Schéma représentatif du pergélisol sur Mars. (b) Profondeur de stabilité de la glace de sol sous les conditions actuelles de Mars (colonne atmosphérique de $10\ \mu\text{m}$ de vapeur d’eau précipitable), d’après Mellon et al. (2004).

Les conditions actuelles sur Mars rendent la glace instable si la température de surface-sol dépasse la température du point de congélation (température à laquelle la vapeur d’eau se condense) (Mellon et al., 2004). La profondeur à laquelle la glace de sol est stable correspond à la profondeur où la concentration moyenne de vapeur d’eau, par rapport à la glace dans les pores, est égale à celle de l’atmosphère (Fig. 55a) (Mellon et al., 2004). Au dessus de cette profondeur, le pergélisol ne contient pas de glace, cette profondeur correspond à l’épaisseur de la “couche anhydre” (en anglais “ice-table”) (Fig. 55a).

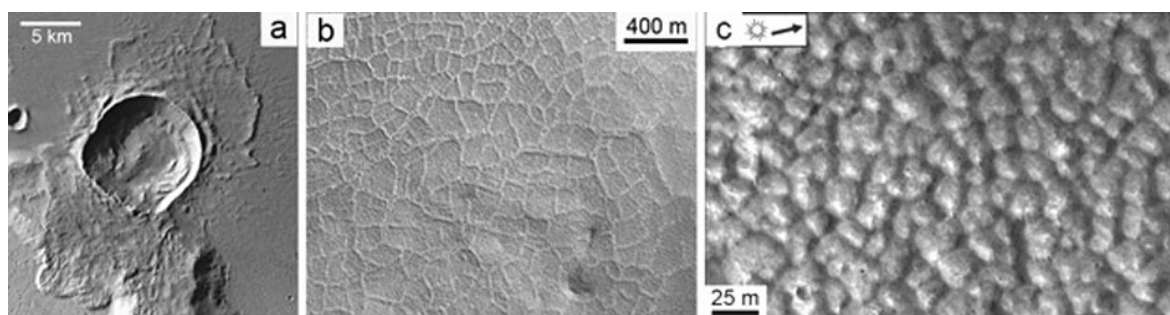


FIGURE 1.45 – Modèles sur Mars indiquant de la glace de sol : (a) cratère d’impact avec des éjecta lobés due à la fluidisation des éjectas Source image HRSC ESA/DLR/ FU Berlin. (b) et (c) Polygones dus à la contraction thermique du pergélisol. Source image MOC et HiRISE NASA/JPL/MSSS/ASU.

Plusieurs modèles ont calculé la stabilité de la glace de sol en fonction de la localisation géographique (latitude/longitude) sur Mars (Mellon and Jakosky, 1995; Mellon et al., 2004;

Chamberlain and Boynton, 2007). Ces modèles combinent la radiation solaire, la topographie, l'inertie thermique du sol et l'albédo pour calculer la température moyenne annuelle en fonction de la latitude et longitude afin d'estimer la stabilité de la glace de sol. Les modèles montrent que pour les latitudes $< 50^\circ$, la glace de sol est instable à une profondeur > 1 m (Fig. 55b). Pour les latitudes $> 50^\circ$, la glace de sol est stable à une profondeur variant entre 1 m et 1 mm vers le pôle (Fig. 55b).

Or, ce terme de “pergélisol” n'indique pas si le sol contient de la glace ou non (cf. section 8). Cependant, sur Mars, de nombreux modelés géomorphologiques semblent indiquer que le pergélisol contient de la glace en profondeur (Lucchitta, 1981; Rossbacher and Judson, 1981; Squyres and Carr, 1986) :

Il y a tout d'abord, les “fretted terrains” aux moyennes latitudes que nous avons exposé précédemment (Fig. 1.42a-c). Ils se formeraient par l'écoulement de matériels riches en glace (Sharp, 1973; Squyres, 1978; Lucchitta, 1981; Carr, 2001). Les expériences en laboratoire (Mangold et al., 2002) et les données SHARAD (Holt et al., 2008; Plaut et al., 2009) montrent que ces modelés comportent au moins $\sim 28\text{-}30\%$ de glace sous une couche anhydre protégeant la glace.

En outre, plusieurs cratères d'impact présentent des éjectas avec des formes “lobées” indiquant une fluidisation des éjectas lors de l'impact due à la présence de volatils dans le sol (Fig. 1.45a) (Mouginis-Mark, 1981; Wohletz and Sheridan, 1983; Costard, 1989; Barlow and Bradley, 1990).

Depuis plus de 30 ans, des polygones de contraction thermique (3-300 m de diamètre mais majorité 3-40 m) ont été observés à partir de l'orbite ou des “landers” Viking et Phoenix (Fig. 1.45b-c) (Lucchitta, 1981; Malin and Edgett, 2001; Seibert and Kargel, 2001; Kuzmin et al., 2002; Mangold, 2005; Levy et al., 2009b; Mellon et al., 2008; Haltigin et al., 2010). Ces polygones indiquent la présence d'un sol gelé cimenté par de la glace (Mellon, 1997; Mangold et al., 2004b; Mangold, 2005). Des modèles thermo-élastiques ont démontré que les températures actuelles sur Mars pouvaient déclencher la contraction thermique du pergélisol et former des polygones de diamètre < 30 m (Mellon, 1997; Mellon et al., 2008; El Maarry et al., 2010). A noter que, comme nous l'avons vu précédemment, le pergélisol ne dégelant jamais au cours de l'année, les fractures ne se développent pas à partir du bas de la couche active comme sur Terre (Fig. 1.16), mais à partir du bas de la couche anhydre (Fig. 1.44).

Par convention, les polygones sur Mars dont le diamètre est $\lesssim 250$ m sont classifiés comme petit (“small-sized”, voir Pechmann (1980)). Ceci est basé sur l'interprétation que les petits polygones seraient dus à des processus de contraction thermique par opposition aux structures polygonales observés dans les plaines nord (diamètre de l'ordre du kilomètre : “large-sized”) qui seraient dues à des processus de dessiccation/compaction de grande échelle (Pechmann, 1980; McGill and Hills, 1992; Hiesinger and Head, 2000).

En outre, d'autres polygones délimités par des “cercles de pierres” et non des fractures ont été observés sur Mars (Page, 2007; Balme and Gallagher, 2009). Ces polygones similaires en morphologie aux polygones “triés” sur Terre (Tricart and Cailleux, 1967; Washburn, 1973), se formeraient non pas par contraction thermique (par définition des polygones “non trié” (Péwé, 1969; Washburn, 1973)) mais par des cycles de gel-dégel générant un “tri” des particules en subsurface (Balme and Gallagher, 2009).

Nous avons également présenté des morphologies de ravines (“gullies”) sur les pentes de certaines falaises et pentes de cratères qui pourraient avoir été formées par la fonte de glace en subsurface (Fig. 1.42d) (Costard et al., 2002; Jouannic et al., 2011).

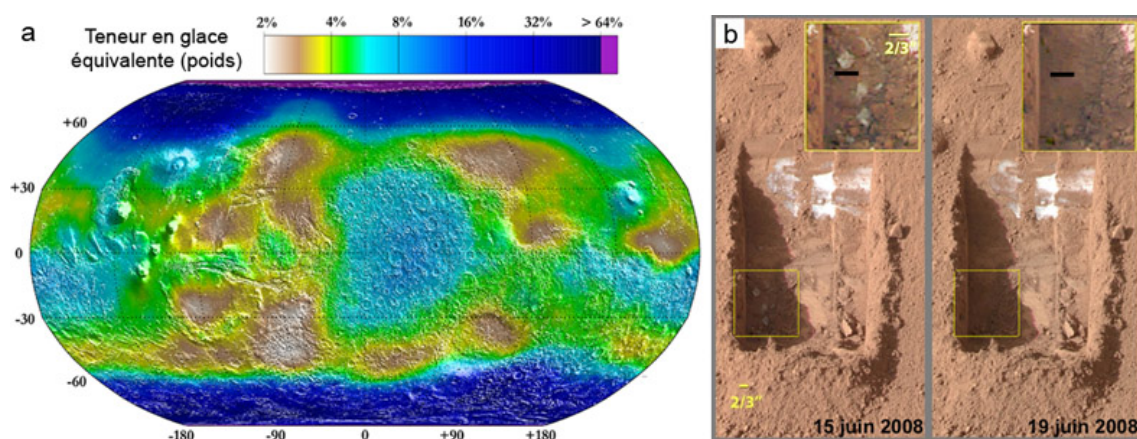


FIGURE 1.46 – (a) Distribution de la teneur en eau équivalente à partir de la quantité d’hydrogènes en subsurface ($< 1\text{ m}$) (Feldman et al., 2004) NASA/JPL/Los Alamos National Laboratory. (b) Sublimation de glace de sol mit au jour par le creusement de Phoenix. NASA/JPL-Caltech/Univ. Ariz./Texas A&M Univ.

La présence de glace dans le sol de Mars a été confirmée par le spectromètre gamma (GRS) et à neutron (NS) de la sonde Mars Odyssey (cf. section 1.2.2.1) (Boynton et al., 2002; Feldman et al., 2004). Cet instrument a détecté de grandes quantités d’hydrogène en subsurface à une profondeur $< 1\text{ m}$ (Boynton et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002; Feldman et al., 2004). Basée sur l’hypothèse que l’hydrogène mesuré provient des molécules de H_2O (l’eau étant la molécule contenant de l’hydrogène la plus abondante dans le système solaire), il est possible d’estimer une teneur en eau équivalente (Fig. 1.46a). Les mesures montrent que seulement pour les latitudes $> 40^\circ$, la subsurface contient de la glace. De 40° à 60° de latitude, la teneur en glace est de $\sim 4\%$ (en poids) et pour les latitudes $> 60^\circ$, la subsurface contiendrait entre 16 et 60 % (Fig. 1.46a).

En outre, l’atterrisseur Phoenix en 2008 a pour la première fois dans l’histoire de l’exploration spatiale confirmé la présence de glace de sol par une excavation dans le sol et une analyse in-situ d’échantillons de sol martien (Fig. 1.28b et 1.46b) (cf. section 1.2.2.1) (Smith, 2008; Smith et al., 2009).

Cependant, un doute persiste sur la présence de glace de sol à une profondeur $> 1\text{ m}$ car cette glace de sol détectée par la sonde Mars Odyssey et par Phoenix se trouverait en subsurface ($< 1\text{ m}$). Une dernière confirmation de la présence de glace en profondeur dans le pergélisol provient de l’observation de glace d’eau à l’intérieur de cratères d’impact très récents aux moyennes latitudes qui ne peut pas être liée à des dépôts saisonniers de glace comme observé par exemple par Viking 2 (Byrne et al., 2009). Ces observations sont en accords avec les modèles de la profondeur de stabilité de la glace de sol (Fig. 55b) (Mellon and Jakosky, 1995; Mellon et al., 2004).

Etant donné que le pergélisol est planétaire sur Mars et potentiellement très profond (plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres), il serait plus approprié de parler de cryosphère dans ce cas-ci. Si les modèles de stabilité de la glace de sol et les données de Mars Odyssey permettent de connaître la variation de profondeur du “toit” de cette cryosphère en fonction de la latitude (Fig. 1.44), l’épaisseur de cette cryosphère globale est difficile à estimer.

A l’Hespérien, il a été estimé que lors du pic d’activité des vallées de débâcles ($\sim 2\text{-}3\text{ Ga}$ section 1.41), Mars possédait une quantité d’eau totale équivalente à un océan global de $0.5\text{-}1\text{ km}$ de profondeur (Carr, 1986, 1996). Le sort de ces gigantesques volumes d’eau écoulés à la surface de Mars est inconnu. La majeure partie ($\sim 90\text{-}95\%$) de cette eau est supposée avoir

été stockée dans plusieurs réservoirs possibles comme les calottes polaires et le sous-sol (sous forme de glace de sol ou d'eau souterraine). Ce pic d'écoulements d'eau se serait produit au moment où une cryosphère globale commencerait à se former sur Mars.

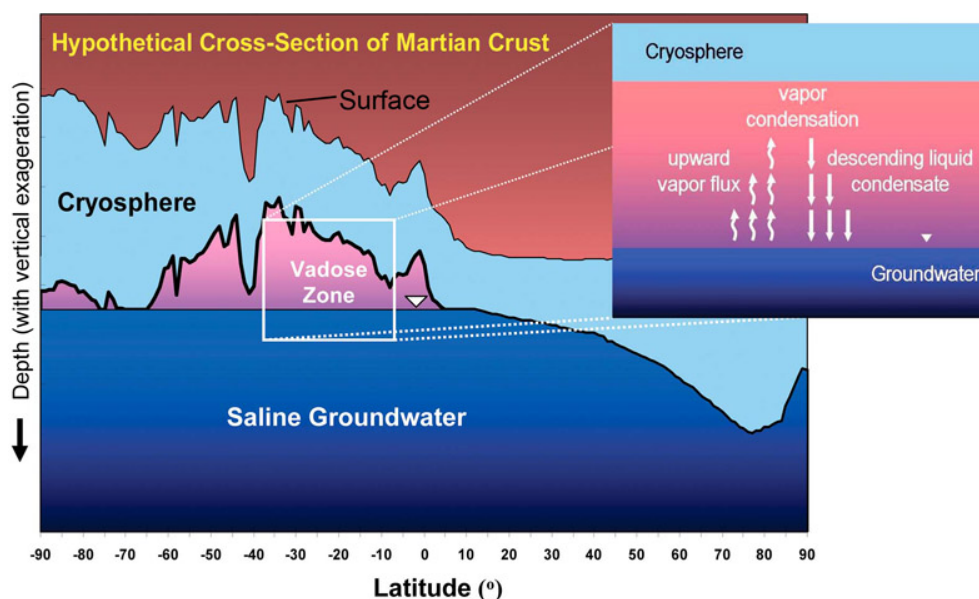


FIGURE 1.47 – Schéma hypothétique de l'épaisseur actuelle de la cryosphère sur Mars selon un profil de pôle à pôle. La profondeur varie de ~ 0 -9 km à l'équateur à ~ 10 -22 km aux pôles (Clifford et al., 2010). L'altitude est dérivé des données MOLA (Smith et al., 1999).

Cette cryosphère globale serait limitée en profondeur par le gradient géothermal qui augmenterait la température crustale au dessus du point de fusion (Fig. 1.47). Basé sur des estimations du flux de chaleur global, de la conductivité thermique de la croûte, du point de fusion en fonction de la salinité de l'eau, Clifford (1993) et Clifford et al. (2010) ont estimé la profondeur de la base de la cryosphère. Les modèles montrent que la profondeur de la cryosphère varie de ~ 0 -9 km à l'équateur à ~ 10 -22 km aux pôles (Fig. 1.47) (Clifford et al., 2010).

Ainsi, le pergélisol a vraisemblablement joué un rôle important dans le cycle de l'eau sur Mars. Il est possible qu'il représente un réservoir de glace important formant une gigantesque cryosphère à l'échelle globale. Comme nous allons le voir dans la section suivante, cette cryosphère a été sensible aux changements d'obliquité de Mars.

1.2.4.2 Les périodes glaciaires et interglaciaires de Mars

Plusieurs observations montrent que les moyennes et hautes latitudes sont recouvertes par un dépôt riche en glace relativement récent (Soderblom et al., 1973; Rossbacher and Judson, 1981; Kreslavsky and Head, 2002b) :

1) En effet, les modèles indiquant la présence de glace dans le pergélisol sont tous concentrés aux moyennes latitudes des deux hémisphères (Fig. 1.48) (Lucchitta, 1981; Squyres and Carr, 1986; Carr, 2001) : (i) les "lobate debris aprons", "lineated valleys fills" et "concentric crater fills" sont concentrés aux latitudes $\sim 30^\circ$ - 55° (Squyres, 1979; Levy et al., 2010b) ; (ii) les polygones de contraction thermique sont concentrés aux latitudes $\sim 30^\circ$ - 80° (Mangold, 2005; Levy et al., 2009b) ; (iii) les "gullies" aux latitudes $\sim 30^\circ$ - 60° (Malin and Edgett, 2003; Balme et al., 2006) ; les cratères à éjecta lobés aux latitudes $\sim 40^\circ$ - 70° (Barlow and Bradley, 1990; Costard and Kargel, 1995).

2) Ensuite, l'analyse de la rugosité à l'échelle du kilomètre de la topographie dérivée à partir des données MOLA a montré que les latitudes $\gtrsim 45^\circ$ présentaient un lissage de la topographie à cette échelle (Fig. 1.28b) (Kreslavsky and Head, 2000). Ce lissage de la topographie est interprété comme étant due à un dépôt (défini comme "mantle") de plusieurs mètres de sédiments recouvrant la topographie.

3) Les images MOC ont montré que les moyennes et hautes latitudes des deux hémisphères présentent une morphologie de surface particulière et unique (Mustard et al., 2001). La surface aux moyennes latitudes (30° - 70° N et 25° - 65° S) présentent une morphologie dégradée (défini comme "dissected mantle terrain") (Mustard et al., 2001). La dégradation varie entre les latitudes $\sim 30^\circ$ et 60° : (i) de $\sim 30^\circ$ à 50° , la surface est complètement dégradée puis, (ii) de $\sim 40^\circ$ à 60° , la surface est partiellement dégradée et comporte des dépressions (Milliken and Mustard, 2003). À l'inverse, la surface aux hautes latitudes ($\gtrsim 60^\circ$) apparaît intacte et lisse sur les images MOC (défini comme "intact mantle") (Fig. 1.48) (Mustard et al., 2001; Milliken and Mustard, 2003).

Cette morphologie particulière en fonction de la latitude est interprétée comme étant due à la dégradation partielle aux moyennes latitudes d'un dépôt riche en glace (Mustard et al., 2001). Cette dégradation aux moyennes latitudes est en accord avec les modèles qui président une sublimation de glace en subsurface à ces latitudes sous les conditions actuelles (Mellon and Jakosky, 1995; Chamberlain and Boynton, 2007).

4) Les mesures de GRS et les modèles de stabilité de la glace de sol montrent qu'aux latitudes $> 60^\circ$ la subsurface comporterait de la glace de sol avec des teneurs entre 16 et 60 % (Fig. 1.46a) (Mellon and Jakosky, 1995; Mellon et al., 2004; Boynton et al., 2002; Feldman et al., 2004).

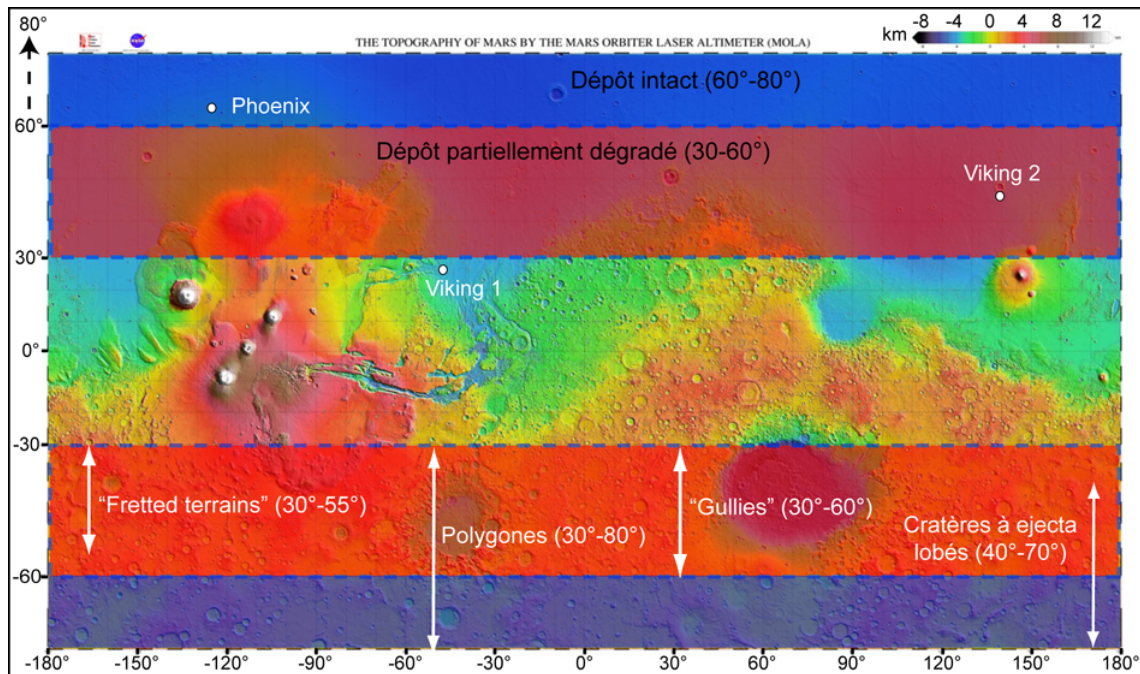


FIGURE 1.48 – Distribution latitudinale des modèles indiquant de la glace et du dépôt riche en glace "latitude-dependent mantle" ($\sim 30^\circ$ - 80° zone bleue + rouge) qui a subi une dégradation aux moyennes latitudes ($\sim 30^\circ$ - 60° zone rouge) sur une carte MOLA (Soderblom et al., 1973; Mustard et al., 2001; Head et al., 2003).

La correspondance est frappante entre (i) la rugosité de la topographie, (ii) l’abondance de l’hydrogène, (iii) la stabilité théorique de la glace de sol, (iv) les modelés indicatifs de glace de sol et (v) la morphologie de surface dégradée. Ces observations montrent la présence d’un dépôt riche en glace de 1-10 m d’épaisseur (défini comme “latitude-dependent mantle”) recouvrant les moyennes et hautes latitudes ($\sim 30^\circ$ - 80°) de Mars (Fig. 1.48) (Soderblom et al., 1973; Kreslavsky and Head, 2002b).

En effet, la seule variable contrôlant la distribution globale de toutes ces observations est la latitude. Or, le climat est le processus connu qui peut contrôler les processus géologiques en fonction de la latitude (Head et al., 2003). L’âge récent de la dégradation aux moyennes latitudes suppose un changement climatique récent (< 10 Ma) (Mustard et al., 2001). Ce dépôt pourrait contenir un volume de glace de $1\text{-}2 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ équivalent à une lame d’eau globale de 7-70 cm (Kreslavsky and Head, 2002b).

Comment expliquer ce changement climatique global sur Mars ? La planète Mars a subi des variations périodiques importantes de ses paramètres orbitaux (obliquité, excentricité, précession) au cours de son histoire (Laskar and Robutel, 1993; Laskar et al., 2002). Ces paramètres orbitaux déterminent la distribution et l’intensité saisonnière de l’insolation solaire contrôlant les températures de surface et donc la distribution des volatils (CO_2 et H_2O) à la surface de Mars (Levrard et al., 2004; Forget et al., 2006; Madeleine et al., 2009). Le changement de ces paramètres modifie donc profondément le climat par ce qui est appelé le forçage orbital.

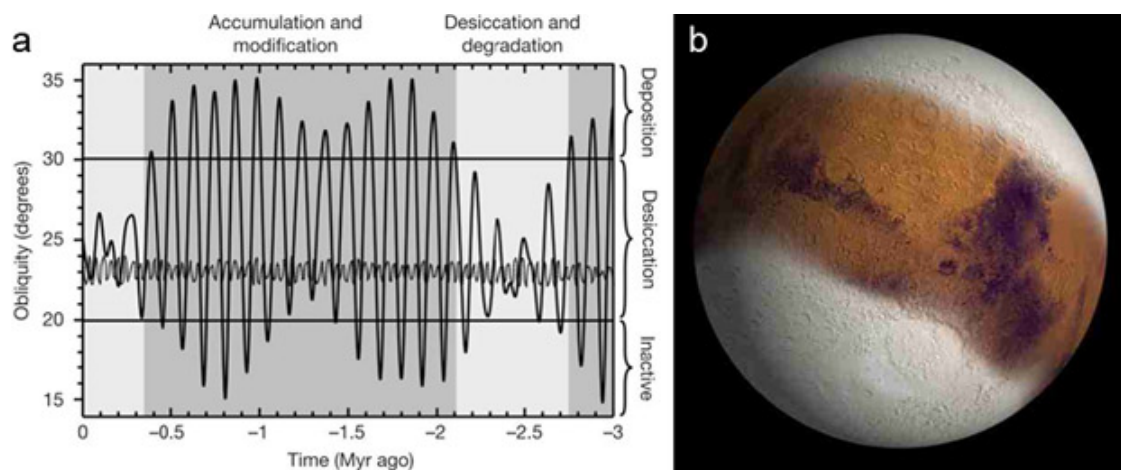


FIGURE 1.49 – (a) Variations de l’obliquité de Mars durant les derniers 5 Ma (la faible amplitude représentée est la variation de l’obliquité de la Terre) provoquant (b) un dépôt important de glace et de poussières aux latitudes $\sim 30^\circ$ - 80° formant le “latitude-dependent mantle” (Laskar and Robutel, 1993; Head et al., 2003). Source image de Mars Kees Veenbos.

Les modèles climatique de Mars (Modèle Climatique Global ou GCM) ont montré que lors de périodes de moyenne obliquité ($> 30^\circ$) de Mars, l’augmentation de l’insolation aux pôles en été entraînerait la sublimation des calottes polaires (Fig. 1.49a) (Richardson and Wilson, 2002; Haberle et al., 2003; Mischna et al., 2003). Les simulations montrent que l’humidité de l’atmosphère est augmentée entraînant une forte circulation atmosphérique et l’augmentation de la concentration en poussières de l’atmosphère. La glace se redéposerait aux plus faibles latitudes entre $\sim 30^\circ$ et 80° où la glace est de nouveau stable à cette obliquité (Mellon and Jakosky, 1995; Chamberlain and Boynton, 2007). Ce dépôt de glace et de poussières entre $\sim 30^\circ$ et 80° de latitude aurait formé le “latitude-dependent mantle” (Fig. 1.49b) (Head et al., 2003).

Par la suite, la planète Mars retournant à plus faible obliquité, la zone de stabilité de la glace se déplace cette fois-ci vers les hautes latitudes ($\gtrsim 60^\circ$). Cette configuration orbitale entraîne la sublimation des premiers mètres de ce dépôt riche en glace aux moyennes latitudes ($\sim 30^\circ$ - 60°) (Mellon and Jakosky, 1995; Mustard et al., 2001). Deux bandes latitudinales sont ainsi distinguées (Fig. 1.48) : (i) une surface intacte aux hautes latitudes ($\gtrsim 60^\circ$ zone bleue) où la glace est stable et donc proche de la surface et ; (ii) une surface dégradée aux moyennes latitudes ($\sim 30^\circ$ - 60° zone rouge) où la glace se trouve sous une couche anhydre. La surface intacte présentent des cratères d'impact frais < 100 m de diamètre indiquant que la surface aurait un âge < 10 Ma et peut être aussi jeune que 150 ka (Herkenhoff and Plaut, 2000; Mustard et al., 2001).

Ainsi, les variations d'obliquité ont drastiquement changé le climat sur Mars de façon similaire à la Terre générant une "période glaciaire" ("ice-age") sur Mars entre $\sim 0,4$ et $2,1$ Ma (Fig. 1.49) (Head et al., 2003). Ensuite, durant les derniers 0,4 Ma, l'obliquité étant restée faible, il n'y a pas eu de changements climatiques, Mars est dit en "période interglaciaire".

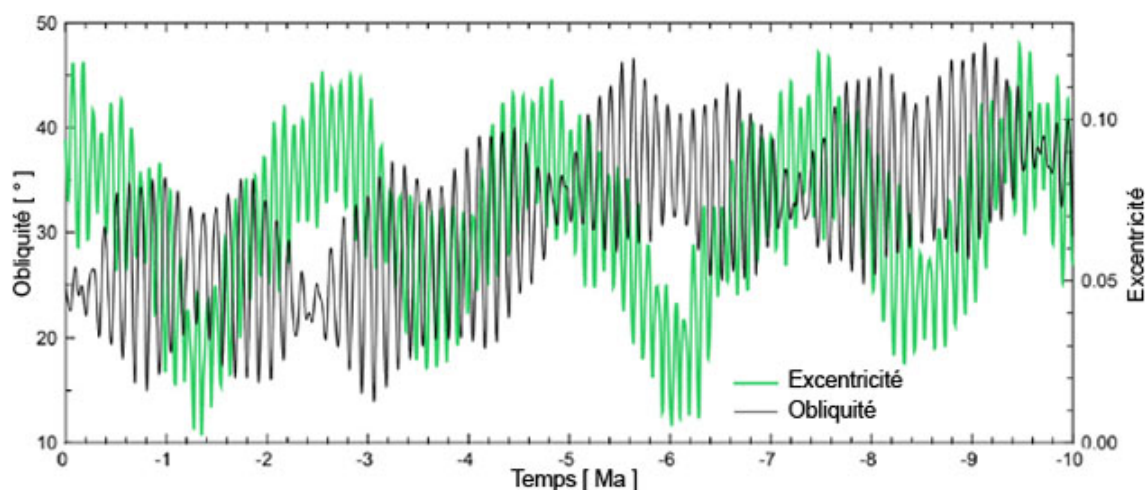


FIGURE 1.50 – Variation de l'obliquité et de l'excentricité de Mars durant les derniers 10 Ma, données de Laskar et al. (2004) et modifié d'après Kreslavsky et al. (2008).

Les calculs astronomiques ont montré que Mars a eu une orbite chaotique durant son histoire due aux interactions avec les autres planètes et l'absence de satellite stabilisant (cf. section 1.2.1.1). L'évolution de l'orbite est bien modélisée pour les derniers 10 Ma mais sur les derniers 250 Ma, son évolution est très complexe et incertaine (Laskar et al., 2004). Durant les derniers 10 Ma, les variations ont été très importantes et ont vraisemblablement conduit à d'autres changements climatiques (Fig. 1.50) (Laskar et al., 2004).

En effet, d'autres dépôts riches en glace observés dans certaines régions sur Mars indiqueraient que plusieurs changements climatiques récents ont eu lieu sur Mars. Par exemple, les glaciers rocheux observés sur les flancs de plusieurs volcans aux tropiques (Lucchitta, 1981; Neukum et al., 2004; Shean et al., 2005) serait dus à une sublimation très importante de la glace au pôle durant une période de haute obliquité ($> 45^\circ$) générant un dépôt aux faibles latitudes ($< 30^\circ$) (Forget et al., 2006).

Ainsi, l'histoire récente de Mars (période de l'Amazonien supérieur ~ 400 - 0 Ma) a été marquée par des changements climatiques globaux très importants dus aux variations chaotiques de son orbite. La détermination des possibles changements climatiques survenus sur Mars lors des derniers 10 Ma et leur conséquence est un des objectifs de cette thèse.

1.2.5 La dégradation d'un pergélisol sur Mars : exemple de la région d'Utopia Planitia

Sur Terre, parmi les processus géologiques causés par des changements climatiques, le thermokarst est le processus générant la modification la plus profonde dans les environnements périglaciaires (cf. section 1.1.5.2). C'est pourquoi afin d'étudier les potentiels changements climatiques survenus récemment sur Mars, nous nous sommes intéressés aux processus de dégradation du pergélisol.

1.2.5.1 Le thermokarst sur Mars

Des structures potentiellement thermokarstiques ont été pour la première fois décrites par Sharp (1973) à partir d'images de Mariner 9 (cf. section 1.2.2.1) parmi les "fretted terrains". Gatto and Anderson (1975) ont remarqué qu'il y avait des similarités de morphologie entre certains modelés des "fretted terrains" et les modelés thermokarstiques des côtes de l'Alaska sur Terre.

Par la suite à l'aide des images Viking, plusieurs auteurs ont décrit de possibles dépressions thermokarstiques dans différentes régions sur Mars (Fig. 1.28) : Chryse Planitia (Carr and Schaber, 1977; Theilig and Greeley, 1979; Lucchitta, 1981; Costard and Baker, 2001), Argyre basin (Kargel and Strom, 1992) et Utopia Planitia (Kargel and Costard, 1993; Costard and Kargel, 1995). Les dépressions sont similaires en morphologie aux alases sur Terre mais les dépressions martiennes ont un diamètre jusqu'à 10 fois plus important que les analogues terrestres. Les dépressions seraient dues à la dégradation de sédiments riches en glace d'origine fluviale (Costard and Kargel, 1995; Costard and Baker, 2001), d'origine lacustre (Kargel and Strom, 1992) ou d'origine éolienne (Theilig and Greeley, 1979).

L'arrivée de nouvelles sondes comme Mars Global Surveyor, Mars Express et Mars Reconnaissance Orbiter (cf. section 1.2.2.1) avec des caméras permettant des images à plus grande résolution a permis de découvrir d'autres modelés thermokarstiques sur Mars. Parmi les modelés du "dissected mantle terrain" (cf. section 1.2.4.2) (Mustard et al., 2001), Milliken and Mustard (2003) ont observé des dépressions avec des bords "en feston" (appelées "scaloped depressions") aux latitudes 40°-60° (maximum à 55°). Ces dépressions seraient le résultat de la déflation éolienne et de la sublimation du dépôt riche en glace (Mustard et al., 2001). Ils ont appelé cette forme de dégradation par sublimation "cryokarst". En outre, Mangold (2003) a montré que la dégradation des "lobate debris aprons" se produisait par sublimation de la glace via des fractures à leur surface. Il a désigné cette dégradation par le terme de "dry thermokarst".

A la suite des travaux de Costard and Kargel (1995), plusieurs auteurs ont étudié les "scaloped depressions" à l'ouest Utopia Planitia (Fig. 1.28) (Soare et al., 2005b,a; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010). Ces auteurs ont confirmé l'origine liée à une dégradation importante d'un pergélisol mais un débat est apparu au sujet du processus de formation : si la sublimation ou la fonte de glace est responsable de leur formation. En outre, l'amélioration de la résolution des images a permis de mettre en évidence d'autres possibles modelés périglaciaires dans Utopia Planitia comme des polygones de contraction thermique (Seibert and Kargel, 2001; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2008; Lefort et al., 2009) et des pingos (Soare et al., 2005b; Dundas et al., 2008).

Des "scaloped depressions" similaires ont été également observées dans la région de Peneus and Amphitrites Paterae (55°S 60°E Fig. 1.28) mais aucun autre modelé périglaciaire n'est observé (Plescia, 2003; Lefort et al., 2009; Zanetti et al., 2010). En outre, des modelés thermokarstiques créés par la fonte importante d'un pergélisol ont été identifiés près d'Athabasca

Valles (sud-est d'Elysium Mons Fig. 1.28) (Balme and Gallagher, 2009).

Il convient de noter à propos du terme thermokarst que plusieurs auteurs opposent thermokarst et sublimation dans le cas de formation de dépressions. Cette distinction est basée sur le fait que le thermokarst désigne généralement la fonte sur Terre. Nous pensons qu'il s'agit là d'une erreur d'utilisation du terme thermokarst et de sa signification géomorphologique.

Le thermokarst désigne les modelés et processus associés à la dégradation du pergélisol (cf. section 1.2.4.2) (French, 2007). Le terme "thermokarst" est formé du terme "karst" pour désigner les formes d'affaissement du sol et du terme "thermo" pour montrer que l'origine des formes d'affaissement ne sont pas dues à la dissolution de roches mais à des processus thermiques (Ermolaev, 1932a; Dylik, 1964b). Le thermokarst résulte de la déstabilisation thermique du pergélisol qui entraîne la dégradation de la glace du sol (Soloviev, 1973b; French, 1974). Cette dégradation provoque un affaissement de terrain à cause de la perte de volume engendrée (Katchurin, 1962; Czupek and Demek, 1970).

La déstabilisation thermique du pergélisol entraîne un changement d'état de la glace qui se produit par fonte ou par sublimation French (2007). D'ailleurs, French (2007) spécifie que la sublimation de la glace de sol provoquant une subsidence du sol, comme c'est parfois le cas dans certaines vallées en Antarctique, doit être "regarded as a special and unusual form of thermokarst activity" (*"The periglacial environment"*, Third Edition, page 189).

Par conséquent, nous pensons que la sublimation de la glace d'un pergélisol induisant la formation de dépressions par subsidence du sol est une forme de thermokarst. Dans cette thèse, nous précisons toujours si le thermokarst est dû à la fonte ou à la sublimation.

Ainsi, Mars semble présenter différents modelés résultant de la dégradation d'un pergélisol (thermokarst). Dans cette thèse, nous allons focaliser notre étude géomorphologique sur la région d'Utopia Planitia car elle semble présenter un pergélisol contenant de la glace et donc un marqueur potentiel de changements climatiques survenus sur Mars.

1.2.5.2 Un pergélisol riche en glace dans Utopia Planitia ?

Dans Utopia Planitia, les températures de surface enregistrées par Viking 2 qui sont toujours très inférieures à 0°C confirment la présence d'un pergélisol (Fig. 1.43b et Fig. 1.52a). Les données provenant du spectromètre gamma (GRS) et à neutron (NS) de la sonde Mars Odyssey montrent que la subsurface (< 1 m) d'Utopia contiendrait seulement ~ 4 % de glace (Fig. 1.46a) (Boynton et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002; Feldman et al., 2004). En effet, la glace n'est pas stable aux moyennes latitudes d'Utopia Planitia à une profondeur < 1 m (Mellon and Jakosky, 1995). Cependant, l'observation de cratères d'impact ayant excavé de la glace aux moyennes latitudes d'Utopia Planitia et d'Arcadia Planitia montrent que la glace se trouverait à une profondeur de quelques mètres (Byrne et al., 2009; Dundas and Byrne, 2010). En effet la glace de sol est stable sous la couche anhydre à une profondeur > 1 m (Mellon et al., 2004).

Par ailleurs, Utopia Planitia présente plusieurs modelés dont l'origine semblerait être péri-glaciaire et qui, indiquerait donc que le pergélisol contiendrait une teneur en glace potentiellement importante (Fig. 1.51) (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2005b; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009a; Ulrich et al., 2010). Basée sur la présence d'un petit nombre de cratères de faible diamètre, ces modelés sont interprétés comme ayant été formés à la fin Amazonien (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Levy et al., 2009a).

Les modelés incluent (Fig. 1.51) :

- Des dépressions avec des bords "en feston" (~ 100 m à 10 km de diamètre) appelées "scalped depressions" (dénommées également dans cette thèse par le terme de *dépres-*

sion) (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2005b; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010).

- Des polygones de faible diamètre ($\sim 6\text{-}100$ m de diamètre) (Mellon, 1997; Seibert and Kargel, 2001; Morgenstern et al., 2007; Levy et al., 2009b; Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2011).
- Des cavités (~ 10 m de diamètre) observées à la jonction des polygones (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009).
- Des collines (~ 100 m de diamètre) (Soare et al., 2005b; Dundas et al., 2008; Burr et al., 2009).

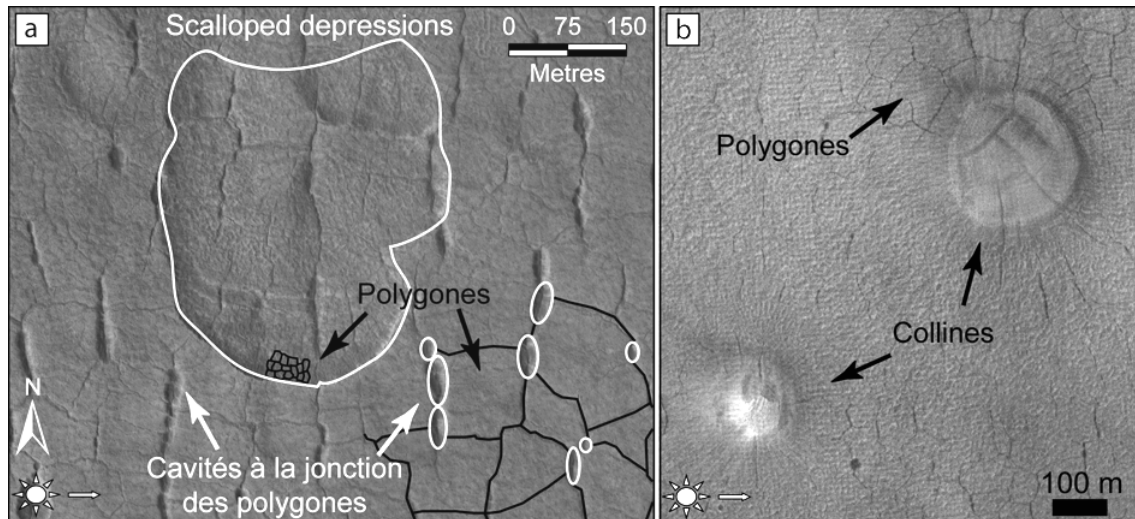


FIGURE 1.51 – Modelés potentiellement périglaciaires de la région d’Utopia Planitia : (a) des “scalped depressions”, des polygones, des cavités à la jonction des polygones et (b) des collines (image HiRISE PSP_002202_2250, PSP_006804_222 NASA/JPL/Univ. of Arizona).

Bien que l’origine périglaciaire des modelés d’Utopia Planitia semble être reconnue par la communauté planétaire, leur processus de formation fait encore l’objet de débat :

Les “scalped depressions”

La formation des “scalped depressions” serait le résultat de la dégradation importante d’un pergélisol riche en glace par :

- La fonte de la glace de sol engendrant la formation d’un lac et de l’évaporation ultérieure de cette eau de fonte (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2005a, 2007, 2008).
- La sublimation de la glace de sol associée à un enlèvement de la couche anhydre par des processus éoliens (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009).

En outre, le développement des “scalped depressions” est également sujet à débat, deux modèles antinomiques ont été proposés. Ces modèles de développement sont importants afin de comprendre variations récentes de l’orbite de Mars qui ont provoqué des changements climatiques importants.

- Basée sur la distribution actuelle des températures sur les pentes internes des dépressions, certains auteurs ont proposé que le développement des dépressions se produirait en direction du pôle (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Ce développement orienté

généralisé par une insolation préférentielle des pentes internes face à l'équateur serait produit lors de périodes de faible obliquité de Mars (Lefort et al., 2009).

- Basée sur l'analogie entre les "scaloped depressions" et certains lacs thermokarstiques terrestres, d'autres auteurs ont suggéré que développement des dépressions se produirait en direction de l'équateur (Ulrich et al., 2010). Ce développement orienté généralisé par une insolation préférentielle des pentes internes cette fois-ci face au pôle nord serait produit lors de périodes de haute obliquité de Mars (Ulrich et al., 2010).

Les polygones

Les polygones sont interprétés comme étant dus à la contraction thermique d'un pergélisol (Mellon, 1997; Seibert and Kargel, 2001; Mangold, 2005). En effet, les modèles montrent que les températures actuelles très en dessous de 0°C d'Utopia Planitia (Viking 2) pouvaient déclencher la contraction thermique du pergélisol (Mellon, 1997; Mellon et al., 2008; El Maarry et al., 2010). Cependant, bien qu'une origine due à la contraction thermique soit communément admise, leur formation, et notamment le type de matériel remplissant les fentes en coin, restent également en débat.

La formation des polygones serait due : (i) à des cycles gel-dégel formant des coins de glace (Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2005b, 2008), ou (ii) au remplissage des fentes en coin par du matériel sableux formant des coins de sable contenant de la glace (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2011), ou encore, (iii) à la sublimation de glace massive enfouie via des coins de sable à forte perméabilité (Levy et al., 2009a).

Les cavités à la jonction des polygones

Les cavités sont interprétées comme étant le résultat de la dégradation d'un pergélisol riche en glace (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Cependant, de la même manière que les "scaloped depressions", deux origines opposées ont été proposées : (i) la sublimation de glace de sol (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009) et ; (ii) la fonte localisée de coins de glace (Seibert and Kargel, 2001; Wan Bun Tseung and Soare, 2006).

Les collines

La présence de pingos sur Mars et dans Utopia Planitia est un sujet controversé (Soare et al., 2005b, 2007; Dundas et al., 2008; Burr et al., 2009; De Pablo and Komatsu, 2009; Dundas and Byrne, 2010). Dans Utopia Planitia, certaines collines ont des caractéristiques morphologiques similaires aux pingos terrestres (taille, forme) (Fig. (Soare et al., 2005b; Dundas et al., 2008; Burr et al., 2009). Cependant, certains points semblent montrer (sommet plat, absence de morphologies d'érosion, ...) que certaines hypothèses comme une érosion différentielle (buttes témoins), des extrusions de boue (volcans de boue), ou des processus phréato-magmatiques peuvent être également envisagés (Skinner and Tanaka, 2007; Burr et al., 2009; Dundas and Byrne, 2010).

Or dans cette thèse, nous nous intéressons aux formes de dégradation du pergélisol, c'est pourquoi nous n'étudierons pas les collines d'Utopia Planitia.

1.2.5.3 La Géologie à l'ouest d'Utopia Planitia

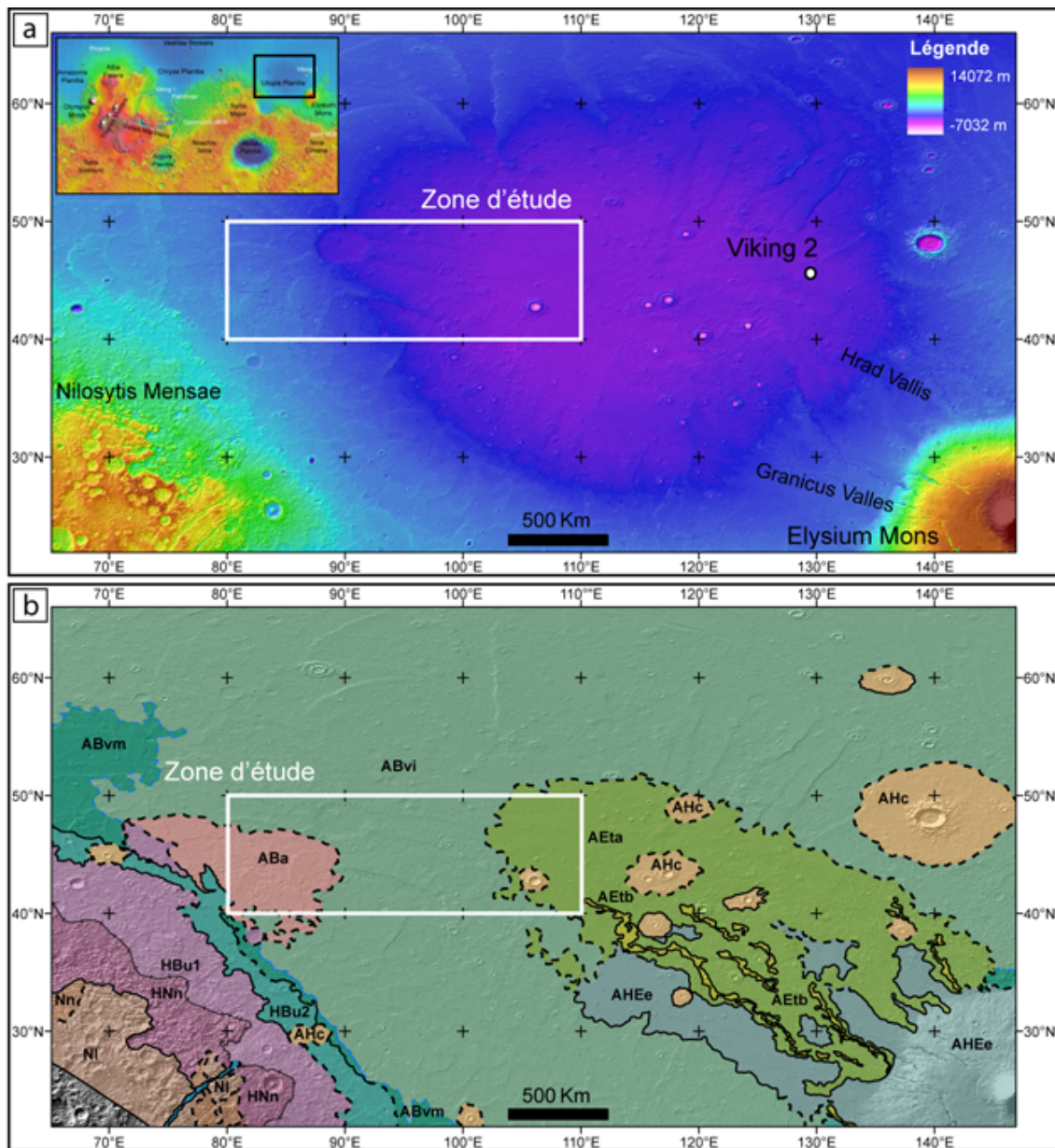


FIGURE 1.52 – (a) Carte topographique MOLA en relief ombré (Smith et al., 1999) et (b) carte géologique des plaines nord de Mars centrée sur la région d'Utopia Planitia (Tanaka et al., 2005). La zone étudiée durant cette thèse est figurée par le rectangle blanc.

La région d'Utopia Planitia localisée dans les plaines nord (centré à 45°N et 110°E) est un ancien bassin d'impact partiellement enfoui dont l'histoire est complexe (Fig. 1.52) (McGill, 2001; Thomson and Head, 2001). La région montre une topographie très lisse typique des plaines nord, les pentes régionales sont très faibles, de l'ordre de 1° (McGill, 2001).

A l'Hespérien, la formation des vallées de débâcles a pu former un océan global ou de vastes lacs qui ont pu recouvrir la région d'Utopia Planitia (cf. section 1.2.3.3) (Baker et al., 1991; Parker et al., 1993; Carr and Head, 2003). Cet océan ou les vallées de débâcles ont pu déposer de larges quantités de sédiments formant la "Vastitas Borealis Formation" (VBF Hespérien supérieur) recouvrant les plaines volcaniques noachiennes (Lucchitta, 1981; Kreslavsky and

Head, 2002a; Tanaka et al., 2005).

Utopia Planitia est recouverte en grande partie par des dépôts de la VBF plus jeune, âgé de l'Amazonien inférieur (ABvi, ABvm sur la Fig. 1.52) (Tanaka et al., 2005). D'ailleurs, la dessiccation/compaction de ces dépôts après leur mise en place a pu former les structures polygonales (diamètre du kilomètre) observées au sud d'Utopia Planitia (Pechmann, 1980; McGill and Hills, 1992; Hiesinger and Head, 2000). Par la suite, des coulées de laves issues d'Elysium Mons ont recouvert la VBF dans la partie ouest d'Utopia Planitia à l'Hespérien Supérieur (AHEe sur la Fig. 1.52) (Tanaka et al., 2005). Plus récemment à l'Amazonien inférieur, la mise en place de vallées de débâcles (~ 900 km de long et ~ 25 km de large) sur les flancs ouest d'Elysium Mons a produit des dépôts lobés qui s'étendent jusqu'au centre d'Utopia Planitia (AEta, AETb sur la Fig. 1.52) (Christiansen, 1989; Tanaka et al., 2005).

Les "scalped depressions" et les polygones sont principalement observées dans la partie ouest (~ 80°-100°E) d'Utopia Planitia aux moyennes latitudes (~ 40-55°N) (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Kuzmin et al., 2002; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2008). Des études statistiques ont montré qu'environ 24 % de la surface à l'ouest d'Utopia Planitia était recouverte par les "scalped depressions" (Morgenstern et al., 2007). Nous avons donc choisi d'étudier la zone ouest d'Utopia Planitia de 80° à 110°E et de 40° à 50°N (Fig. 1.52).

La partie ouest d'Utopia Planitia est recouverte par trois unités principales :

L'unité "**Vastitas Borealis interior**" (ABvi) et l'unité "**Vastitas Borealis marginal**" (ABvm) sont interprétées comme étant formées de dépôts récents de la VBF datés de l'Amazonien inférieur (Fig. 1.52) (Tanaka et al., 2005). Les dépôts comportent plusieurs rides compressives enfouies potentiellement noachiennes, les structures polygonales sont observées dans la partie sud de l'unité (Tanaka et al., 2005). Cette unité aurait été modifiée par des processus périglaciaires à l'Amazonien Supérieur (Tanaka et al., 2005).

Les unités "**Tinjar Valles a et b**" (AEta et AETb) sont des dépôts datés de l'Amazonien inférieur mis en place par les vallées de débâcles se trouvant sur les flancs ouest d'Elysium Mons (Fig. 1.52) (Christiansen, 1989; Tanaka et al., 2005). Elles forment un long dépôt lobé d'environ 1.500 km de long depuis Elysium Mons jusqu'au centre du bassin d'Utopia Planitia (Tanaka et al., 2005). Ces dépôts sont interprétés comme étant issus de lahars et autres écoulements concentrées ("jökulhlaups") résultant de processus phréato-magmatiques dans un encaissant riche en volatils (De Hon, 1991; Chapman, 2003; Wilson and Mouginis-Mark, 2003).

L'unité "**Astapus colles**" (ABa) est interprétée comme étant un dépôt le plus récent dans Utopia Planitia, elle est datée de l'Amazonien supérieur et recouvre toutes les autres unités à l'ouest (Fig. 1.52) (Tanaka et al., 2005). Ce dépôt d'une dizaine de mètres d'épaisseur comportent de nombreux modelés périglaciaires indiquant qu'il contient vraisemblablement de la glace (Costard and Kargel, 1995; McBride et al., 2005; Morgenstern et al., 2007; Soare and Osinski, 2009). Cette unité ABa est située dans la bande latitudinale du "dissected mantle" de Mustard et al. (2001), c'est pourquoi elle est interprétée comme étant un dépôt éolien riche en glace dont les limites sont incertaines (Tanaka et al., 2005). Cependant, le lien entre cette unité et le "latitude dependent mantle" n'a pas été établi.

La région d'Utopia Planitia se trouve dans la bande latitudinale du "dissected mantle" (~ 30°-60°N cf. section 1.2.4.2) (Mustard et al., 2001). C'est pourquoi, Morgenstern et al. (2007) ont proposé que les "scalped depressions" d'Utopia Planitia se soient développées à partir du dépôt riche en glace ("latitude-dependent mantle") de Head et al. (2003).

Toutefois, le lien entre les "scalped depressions" et ce dépôt est incertain. En effet, les dépressions peuvent être le résultat de la dégradation de ce dépôt ou d'un pergélisol contenant

de la glace. Ce dépôt étant relativement récent ($\sim 0,4$ et $2,1$ Ma) (Head et al., 2003), il peut être postérieur à la formation des “scaloped depressions” d’Utopia Planitia.

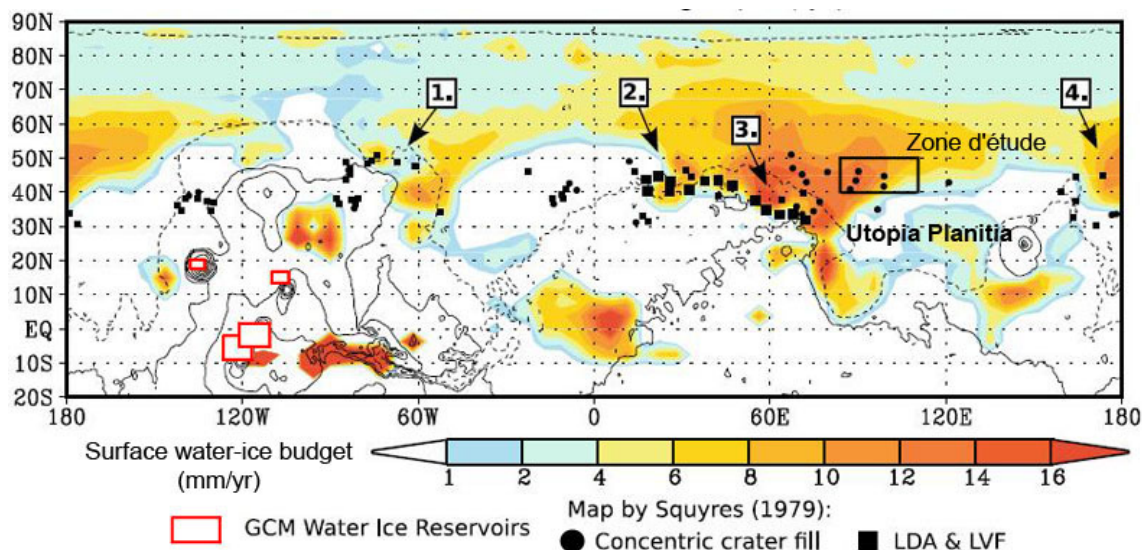


FIGURE 1.53 – Simulation climatique prédisant l’accumulation importante de glace et de poussières le long de la dichotomie de Mars à l’ouest d’Utopia Planitia lors de périodes de moyenne obliquité ($\sim 25^\circ$ - 35°) (Madeleine et al., 2009). Les simulations supposent une atmosphère chargée en poussières et une source de glace aux tropiques (carré rouge), d’après Madeleine et al. (2009). Le rectangle noire représente notre zone d’étude.

Comme nous l’avons vu dans la section précédente, les variations d’obliquité de Mars génèrent des changements importants du climat en stimulant le cycle de l’eau et de poussières (cf. section 1.2.4.2) (Richardson and Wilson, 2002; Haberle et al., 2003; Mischna et al., 2003; Forget et al., 2006). A l’aide d’un GCM (Modèle Climatique Global), Madeleine et al. (2009) ont montré que lors de périodes de moyenne obliquité ($\sim 25^\circ$ - 35°) de Mars, la dichotomie martienne à l’ouest d’Utopia Planitia serait le lieu d’un important dépôt de glace et de poussière (Fig. 1.53). Ces simulations supposent une forte concentration en poussières de l’atmosphère et un réservoir de glace aux tropiques (déposé précédemment à haute obliquité sur les flancs des volcans (Head et al., 2005; Forget et al., 2006)). Par la suite, lors du retour de Mars à plus haute obliquité ($> 45^\circ$), ce dépôt riche en glace deviendrait instable et se sublimerait (Madeleine et al., 2009). Cette succession de périodes de moyenne et de haute obliquité a pu se produire entre 5 et 10 Ma (Fig. 1.50).

La relation entre ce dépôt riche en glace simulé par le GCM et les modelés périglaciaires d’Utopia Planitia est incertaine. Il est possible que les “scaloped depressions” se soient formées lors de la dégradation de ce dépôt (Costard et al., 2008).

1.3 Problématique scientifique : formation et évolution d'un pergélisol planétaire en contexte de changements climatiques

Le pergélisol d'Utopia Planitia est intéressant afin d'étudier les changements climatiques possibles survenus sur Mars. En effet, de la même manière que sur Terre (cf. section 1.1.5.1 et 1.1.5.2), ce pergélisol hypothétiquement riche en glace peut représenter un marqueur des changements climatiques importants survenus à l'Amazonien Supérieur.

Les modelés et le pergélisol d'Utopia Planitia posent plusieurs questions :

1. Les modelés ont-ils une origine périglaciaire ? font-ils partis d'un ensemble de modelés indicatif d'un environnement périglaciaire ? Quelle est le processus de formation de ces modelés ? Ces questions seront discutées dans le chapitre 3.
2. Comment la dégradation du pergélisol s'est-elle produite ? En fonction du type de processus thermokarstique (fonte vs. sublimation), quelles ont été les conditions climatiques lors de la dégradation ? Quel est l'âge du thermokarst ? La cause du thermokarst est-elle due à un changement climatique ? Ces questions seront abordées dans le chapitre 4.
3. Utopia Planitia présente-elle un pergélisol riche en glace (passé ou présent) ? Quelle est le contenu en glace et la structure de ce pergélisol ? Ces questions seront examinées dans les chapitres 4 et 5.
4. Quelle est l'origine du pergélisol (épigénétique vs. syngénétique) ? Comment et quand le pergélisol s'est-il formé ? Il faudra notamment faire attention aux possibles héritages morpho-climatiques. Ces questions seront décrites dans le chapitre 5.
5. Y-a-t-il un lien entre la formation/dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia et les changements climatiques globaux s'étant déroulés sur Mars ? Par exemple, la dissection du "latitude dependent mantle" formant le "dissected mantle" de Mustard et al. (2001), ou le dépôt de glace et de poussière simulé par le GCM de Madeleine et al. (2009). Ces questions seront analysées dans le chapitre 4 et 5.

Dans cette thèse, nous allons essayer de répondre à toutes ces questions. Pour cela, nous avons conduit une étude comparative Terre-Mars des environnements périglaciaires à pergélisol riche en glace (cf. chapitre 2).

Données et méthodologie pour l'étude des milieux périglaciaire planétaires



Universum de Camille Flammarion, gravure sur bois, Paris 1888
Coloris de Heikenwaelder Hugo, Vienne 1998

“We need to think like Martians... We need to consider all the physics of the Martian environment, especially the difference from Earth”

(Nous devons penser comme si nous étions sur Mars... Nous devons considérer toute la physique de l'environnement de Mars, particulièrement les différences avec la Terre)

Hugh H. Kieffer

Tiré du livre de Jeffrey Kargel (2004) “Mars - A Wetter Warmer Planet” page xxxix

Afin de comprendre la formation et l'évolution du pergélisol d'Utopia Planitia, nous avons conduit une étude comparative Terre-Mars des environnements périglaciaires à pergélisol riche en glace.

Dans ce but, nous avons dans un premier temps réalisé une étude géomorphologique des modèles d'Utopia Planitia. Puis dans un second temps, nous avons effectué une étude comparative des modèles périglaciaires en Sibérie orientale et au nord du Canada.

Dans ce chapitre, nous allons expliquer cette démarche scientifique :

La première section expose les données utilisées durant cette thèse (cf. section 2.1).

La deuxième section est consacrée à l'étude géomorphologique comparative (cf. section 2.2) entre Utopia Planitia (cf. section 2.2.1.2) et les régions périglaciaires de Yakoutie Centrale et de Tuktoyaktuk (cf. section 2.2.2).

2.1 Télédétection et analyses des données

Comme la section 1.2.2.1 du chapitre 1 l'a montré, de nombreuses données de télédétection sont disponibles pour l'étude de la surface de Mars (Fig. 2.1).

Afin de réaliser une étude géomorphologique d'Utopia Planitia, nous avons besoin de données d'imagerie satellitaire. Comme les modèles d'Utopia Planitia possèdent un diamètre allant de quelques mètres à plusieurs kilomètres (cf. section 1.2.5), il est nécessaire d'utiliser des données d'imagerie ayant une résolution moyenne à haute avec une bonne couverture.

Les données minéralogiques provenant des spectro-imageurs OMEGA et CRISM (cf. section 1.2.2.1) sont intéressants pour obtenir la composition de la surface ou détecter de la glace. Cependant, leur épaisseur d'analyse de la surface étant inférieure à $10\ \mu\text{m}$ et la région d'Utopia Planitia comportant beaucoup de poussières, les données hyperspectrales sont très bruitées et donc, hélas inutilisables dans cette région.

Les caméras HRSC (au nadir 12-40 m/pixel) de la sonde Mars Express et "Thermal Emission Imaging System" (THEMIS, 18 m/pixel) de la sonde Mars Odyssey (cf. section 1.2.2.1) produisent des images ayant une résolution spatiale trop importante pour les modèles étudiés dans notre étude, c'est pourquoi nous ne les utiliserons pas.

Nous avons donc utilisé dans cette thèse les images CTX, MOC et HiRISE associées aux données altimétriques MOLA et au MNT HiRISE pour l'étude sur Mars. Sur Terre, en complément des études sur le terrain, nous avons utilisé des images aériennes (acquises par nos soins) et des images satellites (CORONA). Nous allons détailler dans les sections suivantes les caractéristiques de ces données et leur analyse.

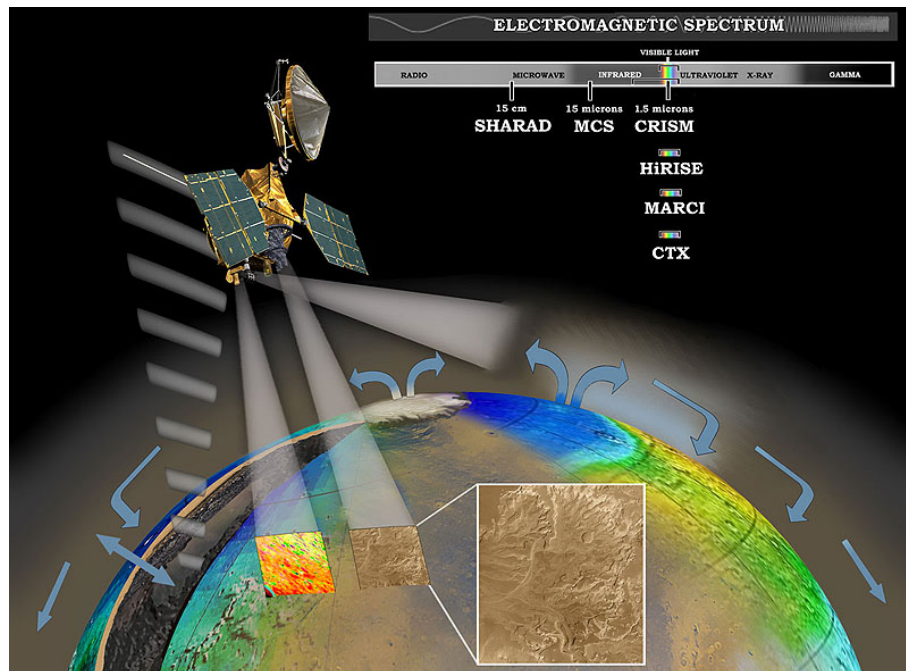


FIGURE 2.1 – Vue d'artiste de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter avec ses instruments illustrant toutes les données disponibles afin d'étudier la surface de Mars : imagerie visible (HiRISE, CTX, MARCI), spectro-imageur (CRISM) et radar (SHARAD).

2.1.1 Données utilisées

2.1.1.1 Les images CTX

La caméra CTX (“Context Camera”) est un instrument sur la sonde Mars Reconnaissance Orbiter. Cette caméra permet d’acquérir des images panchromatiques dans le visible (500-800 nm) de la surface de Mars (Malin et al., 2007). Elle donne des images contextes pour la caméra HiRISE d’une largeur d’environ 30 km pour 40 km de longueur pour un champ visuel de 5° à 7°. Les images ont une résolution d’environ 6 m/pixel dépendant de l’altitude de l’orbiter (Fig. 2.2a) (Malin et al., 2007).

Les images CTX ne permettent pas encore une couverture complète de la planète, elles sont très utiles pour les images HiRISE afin d’avoir une vue d’ensemble et sont souvent acquises de paire avec celles-ci.

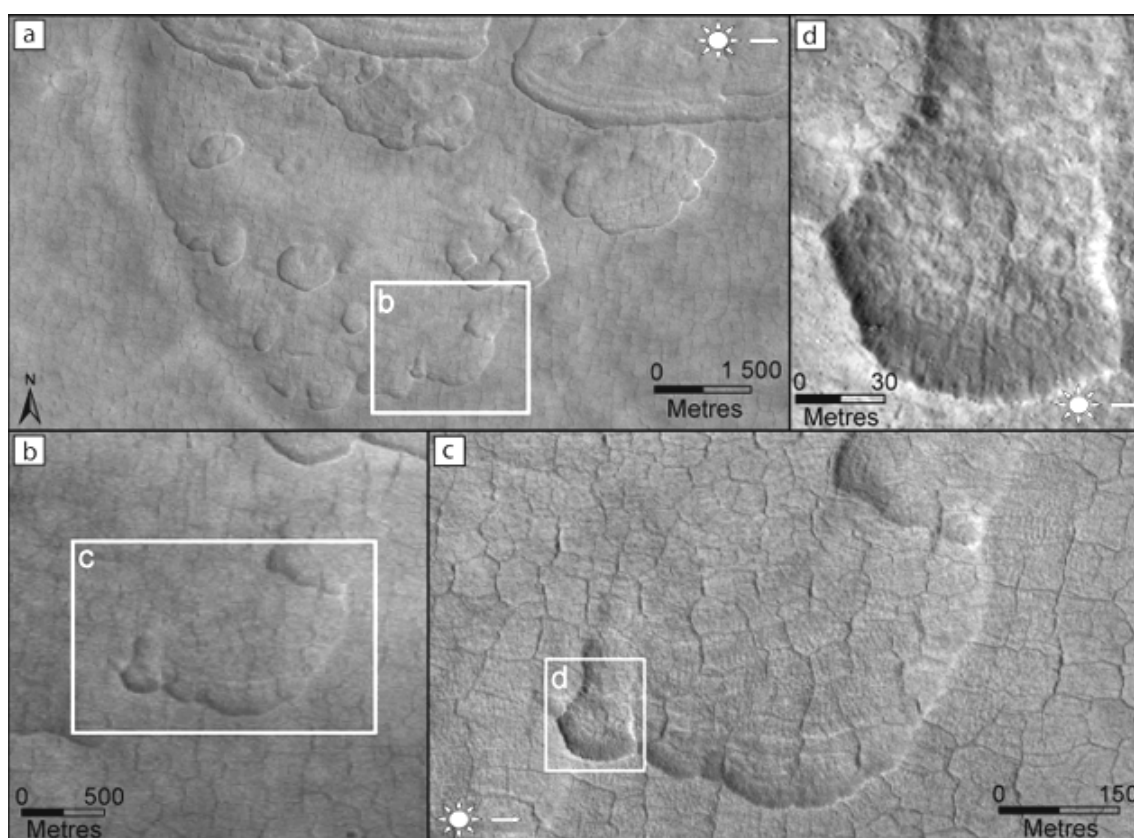


FIGURE 2.2 – Images visibles à différentes résolutions. (a) Image CTX (P03_002070_2250). (b) Image MOC (R05/02450). (c) et (d) Image HiRISE (PSP_002070_2250). Source image NASA/JPL/ASU.

2.1.1.2 Les images MOC

La caméra MOC (“Mars Orbiter Camera”) embarquée à bord de la sonde Mars Global Surveyor, a acquis de nombreuses images au cours de la mission de la sonde de 1997 à 2006 (Malin and Edgett, 2001). Cet instrument est composé de trois caméras différentes fonctionnant en mode balayage (“pushbroom”). Chaque caméra possède une ligne de CCD (“Charge Coupled Device” ou *capteur de lumière*) qui permet d’acquérir des images en suivant la trajectoire du satellite (Malin et al., 1992).

Les deux premières caméras ont un angle d'ouverture large de 140° permettant l'acquisition de larges bandes d'images ("MOC wide angle camera") (Malin et al., 1992). Ces images ont une résolution moyenne de ~ 250 m/pixel et une largeur d'une centaine de kilomètres ce qui permet d'imager des régions à l'échelle régionale. D'autres images ont une faible résolution ($\gtrsim 7,5$ km/pixel) et permettent d'observer la planète entière d'un horizon à l'autre.

L'autre caméra de l'instrument MOC possède un angle d'ouverture beaucoup plus faible permettant l'acquisition de petites images avec une plus haute résolution ("MOC narrow angle camera") (Malin et al., 1992). La surface couverte par les images varie de 2,8 km à 25,2 km de large avec une résolution variant de 1,5 à 6 m/pixel. Ces images sont restées pendant plusieurs années les plus précises sur Mars (avant HiRISE) avec une résolution au nadir allant jusqu'à 1,4 m/pixel (Fig. 2.2b). Des filtres couleurs sont également disponibles sur ces deux caméras afin de fournir des images couleur de la surface de Mars.

2.1.1.3 Les images HiRISE

La caméra HiRISE ("High Resolution Imaging Scientific Experiment") est embarquée sur la dernière sonde américaine Mars Reconnaissance Orbiter arrivée en orbite autour de Mars en 2006. C'est un instrument fonctionnant également en mode balayage, il est composée de trois bandes couleurs, 400 à 600 nm (bleu-vert), 550 à 850 nm (rouge) et 800 à 1.000 nm (proche infrarouge) (McEwen et al., 2007). La largeur des images avec le filtre rouge est de 6 km, celles avec le filtre bleu-vert et infrarouge est de 1,2 km de large. En outre, la caméra est constituée de 14 capteurs CCD d'une taille de 2048x128 pixels permettant une résolution inégale sur Mars de 25 cm/pixel (Fig. 2.2c et d).

Une des priorités de la caméra est d'acquérir des images stéréo afin de pouvoir construire des modèles numériques de terrain qui moyennant plusieurs corrections ont une précision verticale d'environ 25 cm (McEwen et al., 2007).

Leur faible résolution ne permet pas une surface importante couverte par l'image, c'est pourquoi il est important de toujours utiliser les images CTX comme contexte des images à haute résolution HiRISE. En outre, pour l'instant leur couverture globale de Mars est limitée (environ 1 %), mais elle s'améliorera au fil des années avec les nouvelles acquisitions.

2.1.1.4 Les images CORONA

En complément de notre étude sur le terrain des modelés périglaciaires sur Terre, nous avons utilisé des images CORONA. A l'aide d'une collaboration avec Dr. Alexander Fedorov (Institut du Permafrost à Iakoutsk, République de Sakha, Russie), nous avons pu obtenir des clichés CORONA grâce au Dr. Johnny Skorve (Institut Norvégien des Affaires Internationales à Oslo (NUPI), Norvège).

"CORONA" est le nom du premier programme de satellites espions des États-Unis afin de surveiller l'Union soviétique, la Chine et d'autres pays de juin 1959 à mai 1972. En 1995, le président américain Bill Clinton a déclassifié les images prises par les satellites CORONA permettant une utilisation scientifique de ces clichés.

Les satellites transportaient un système photographique avec 9.600 m de film spécial de 70 mm à une altitude de 165 à 460 kilomètres pour des résolutions spatiales variant de 7,5 à 150 m/pixel (MacDonald, 1995). Les derniers satellites en 1972 avaient une résolution jusqu'à 1,8 m/pixel ! A cause des communications radio de l'époque et des appareils photographiques argentiques qui ne permettaient pas de transmettre les données par radio, les photographies prises par les satellites étaient retournés sur Terre par le moyen de capsules. Les capsules étaient

alors récupérées en vol avec leur parachute au-dessus de l'océan Pacifique par des avions munis d'un filet (MacDonald, 1995).

Les images CORONA sont accessibles au centre de données de l'USGS "Earth Ressources Observation Systems" (EROS) de Sioux Falls (South Dakota) (<http://edc.usgs.gov/>).

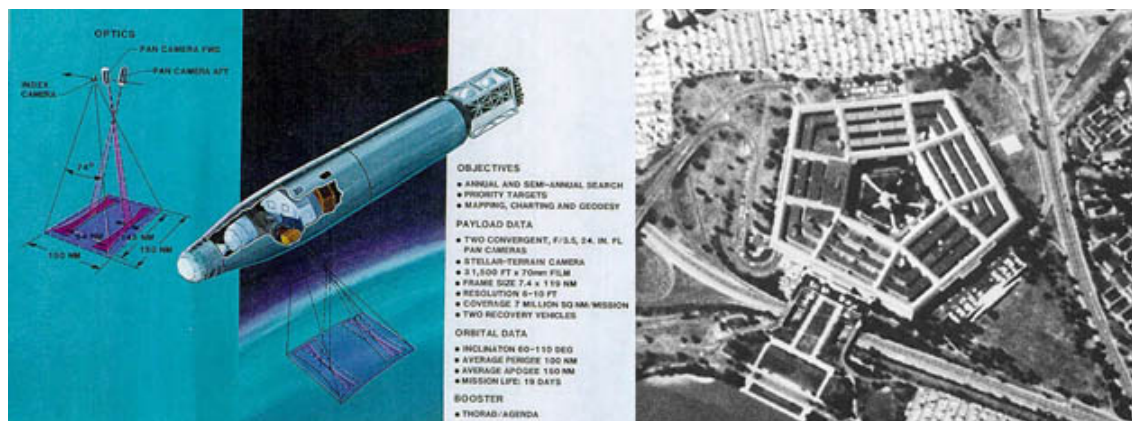


FIGURE 2.3 – Schéma d'un satellite CORONA et d'une image du Pentagone prise le 25 septembre en 1967. Source images National Reconnaissance Office (<http://www.nro.gov/corona/>).

2.1.1.5 Les données altimétriques MOLA

L'instrument "Mars Orbiter Laser Altimeter" (MOLA) à bord de la sonde Mars Global Surveyor a été le premier instrument à cartographier complètement la planète avec une résolution verticale très précise. Cet instrument envoie un laser à 1067 nm (pulse de 8 ns) vers la surface à une fréquence de 10 Hz. La précision verticale de la mesure laser est de 37,5 cm (Smith et al., 1999). Cependant à cause des incertitudes sur l'orbite et le géoïde martien, la précision verticale est plutôt de ~ 1 m. La trace au sol du laser a un diamètre de 168 m bien que la plupart de la mesure se fait sur une surface de 75 m de diamètre (Smith et al., 1999). La fréquence de tir à 10 Hz limite la distance entre deux points de mesure à ~ 300 m.

Mola ne mesure pas directement l'altitude, il calcule plutôt la distance entre le satellite et la surface en mesurant le temps de trajet aller-retour du laser (en corrigeant également la vitesse du laser avec l'atmosphère martienne) (Fig. 2.4). En soustrayant cette distance à l'orbite du satellite, le rayon de la planète est calculé. Puis l'altitude est obtenue en soustrayant le rayon du géoïde martien (ou aréoïde) au rayon de la planète.

Le laser altimètre a mesuré depuis la mise en orbite de MGS environ 670 millions de points sur 9500 profils orbitaux. Tous ces points espacés de ~ 300 m horizontalement sur chaque profil ont été interpolés sur une grille de pixel afin de construire des Modèles Numériques de Terrain (MNT MOLA ou carte MOLA). Cependant, l'orbite de MGS étant pratiquement polaire, la résolution horizontale des cartes est au maximum de 115 m/pixel aux pôles tandis qu'elle est de 460 m/pixel à l'équateur (car dépendant aussi de l'espacement entre les profils).

Dans notre étude, cette résolution horizontale étant trop grande comparée au diamètre des "scaloped depressions" (et également à cause de leur faible profondeur), nous allons utiliser les points de mesure laser espacés de 300 m (précision verticale de 1 m) (Fig. 2.5). Pour notre étude, les données MOLA ont été extraites à partir du site web de la photothèque planétaire d'Orsay (<http://fototek.geol.u-psud.fr/>).

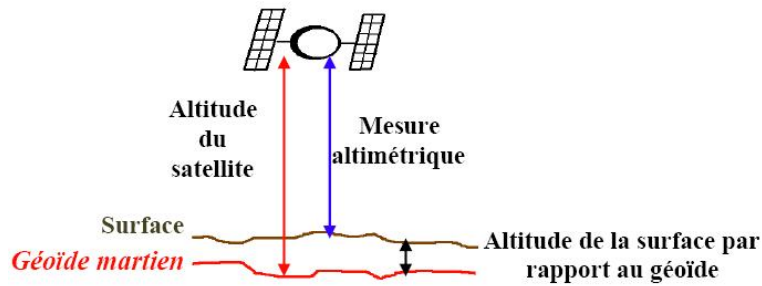


FIGURE 2.4 – Schéma du calcul de la topographie de la surface de Mars grâce au laser altimètre MOLA (Smith et al., 1999).

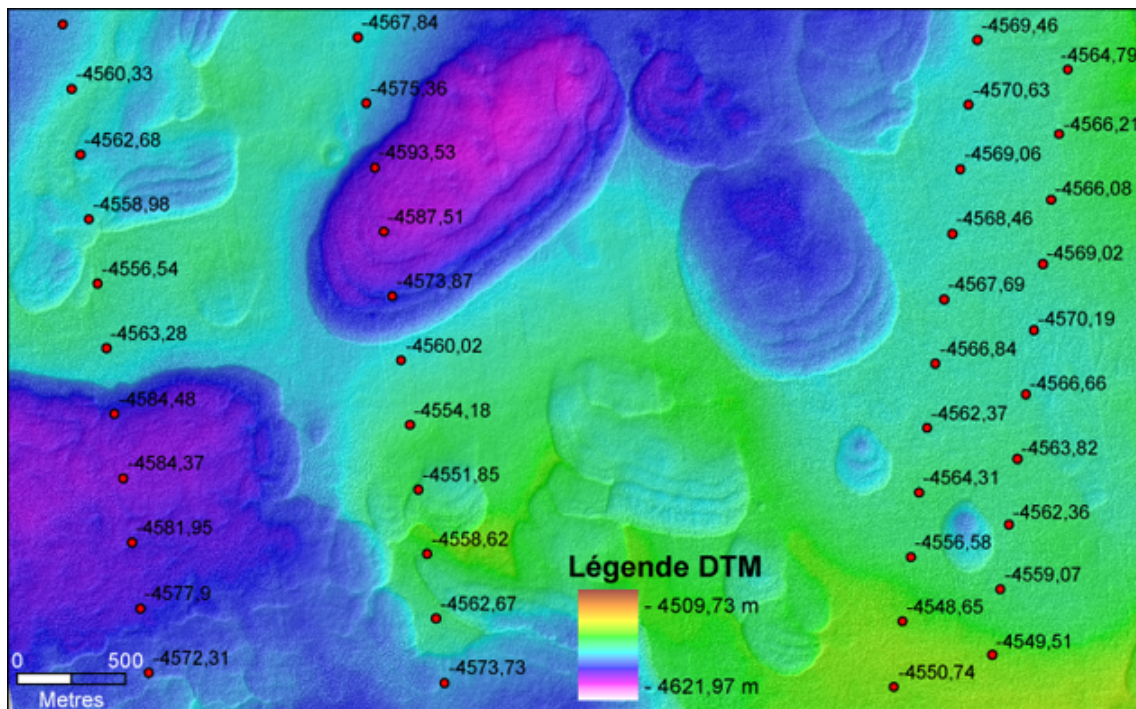


FIGURE 2.5 – Données altimétriques (a) MOLA (Smith et al., 1999) et (b) MNT HiRISE (McEwen et al., 2010). NASA/JPL/Univ. of Arizona.

2.1.1.6 Les données altimétriques MNT HiRISE

Les images HiRISE acquises en stéréo peuvent servir à construire des MNT. Les images utilisées proviennent de la même zone mais sont prises à des angles différents. Cette différence de point d'observation crée un décalage de l'image appelé la parallaxe (de la même manière que nos deux yeux regardent un même objet avec un angle différent). C'est à partir de cette parallaxe que le MNT va être créé.

Les images sont tout d'abord corrigées radiométriquement et géométriques pour éliminer les multiples distorsions optiques. Ensuite, les images sont projetées selon le même référentielle géographique (triangulation) à l'aide du logiciel USGS "Integrated Software for Imagers and Spectrometers (ISIS 3) (Kirk et al., 2008). Durant ce processus, les images sont alignées sur les altitudes MOLA de la zone. Enfin, les images projetées sont traitées à l'aide du logiciel SOCET SET® afin d'extraire les informations de la parallaxe et produire un MNT. En utilisant

les images HiRISE à 25 cm/pixel, le DTM possède une résolution horizontale de 1-2 m pour une résolution verticale de 50 cm (Kirk et al., 2008).

A cause des multiples corrections et du temps requis, seulement quelques MNT ont été produits jusqu'à maintenant. Nous avons eu la chance d'avoir un MNT dans la région d'Utopia Planitia disponible depuis le site de l'équipe HiRISE (<http://hirise.lpl.arizona.edu/>) (Fig. 2.5).

2.1.2 Analyse des données

Durant cette thèse, il a été fondamental de combiner ces différentes données d'imagerie et d'altimétrie afin de pouvoir réaliser une étude géomorphologique d'Utopia Planitia. A cette fin, nous avons traité nous même les données brutes de télédétection avec l'aide de la photothèque planétaire d'Orsay et de Chiara Marmo.

2.1.2.1 Traitement des données

Les données planétaires sont traitées à l'aide du logiciel de l'USGS "Integrated Software for Imagers and Spectrometers (ISIS version 3.0) (Anderson et al., 2004). Il s'agit d'un logiciel développé pour la première fois en 1989 pour répondre au besoin de traitement des données de télédétection acquises par les premiers capteurs CCD. ISIS est spécialisé dans le traitement des données d'imagerie, hyperspectrales et multispectrales acquises par les sondes spatiales sur Terre et sur les autres planètes (Torson and Becker, 1997).

Actuellement, le principal problème avec les données de télédétection planétaire réside dans le format des données brutes produites par chaque instrument qui n'est pas le même (même pour les données d'imagerie). Le principal atout d'ISIS est de pouvoir traiter les données des missions spatiales selon des routines spécifiques à chaque instrument.

Les données de télédétection planétaires de la NASA étaient autrefois archivées (films, CD-ROM, ...) dans des photothèques planétaires (Regional Planetary Image Facility) réparties dans différents pays (il en existe une à la faculté des Sciences d'Orsay). Cependant, le nombre de missions spatiales et la taille des données n'ayant fait qu'augmenter ces dix dernières années, les données planétaires sont maintenant disponibles sur différents sites internet des laboratoires de recherche en planétologie ou des instruments eux-mêmes. Par exemple, le web de la photothèque planétaire d'Orsay (<http://fototek.geol.u-psud.fr/>) pour les données MOLA.

Les données brutes (EDR "Experimental Data Record") des instruments sont traitées avec le logiciel ISIS selon différentes routines. La première étape consiste à calibrer radiométriquement les données brutes 2 D (images) ou 3D (images hyperspectrales). Ces images brutes comportent des pixels décrits en nombres digitaux (par exemple de 0 à 255 selon 1 bit) et qui vont être convertis en valeur de réflectance (irradiance/flux solaire) ou en d'autres unités physiques selon l'instrument.

La deuxième étape consiste à éliminer le bruit présent dans les données à l'aide de filtres et d'analyses statistiques.

La troisième étape consiste à assembler les bandes CCD ensemble et à les projeter selon un système de coordonnées géographiques et une projection géographique. Pour localiser un objet à la surface d'une sphère, un système de coordonnées géographiques (latitude, longitude) est utilisé. La surface d'une planète est approximée par une sphère ou un ellipsoïde (datum). Sur Mars, l'Union Astronomique Internationale (IAU) a défini un datum décrivant la surface de la planète par un ellipsoïde de référence (Mars_2000) (Seidelmann et al., 2002).

Pour représenter des données sur une surface en 3D (sphère) sur un plan en 2D, il est nécessaire de les "projeter" à l'aide d'une formule mathématique appelée "projection géographique".

Par exemple, la Terre (sphère) peut être projetée selon un cylindre (projection cylindrique) formant une carte du monde rectangulaire, ou selon un cône pour les cartes du pôle nord ou sud. Sur Mars, la projection Mercator (projection cylindrique conforme) est la plus utilisée.

La dernière étape consiste à égaliser les différentes bandes CCD entre elles afin d'obtenir une image finale d'apparence homogène. Ensuite, les données sont converties selon un format désiré (img, jpeg200, ...). A noter que le site d'ISIS fournit une documentation et un forum excellent sur leur site internet (<http://isis.astrogeology.usgs.gov/>). En outre, un très bon résumé des routines d'ISIS et de la calibration des différentes images se trouve en annexe de la thèse de Massé (2010). Dans le laboratoire IDES, la mise en place des routines ISIS a été faite grâce à l'aide de Chiara Marmo.

2.1.2.2 Utilisation et analyse des données sous ArcGIS®

Après avoir traité les données de télédétection, il faut les visualiser à l'aide d'un logiciel. Durant cette thèse, afin de combiner les différentes données d'imagerie et d'altimétrie, nous avons utilisé le logiciel ArcGIS®. Ce logiciel est un Système d'Information Géographique (SIG), il permet de combiner, organiser, analyser et traiter différentes données (partageant les mêmes coordonnées géographiques) en les superposant selon la zone géographique considérée pour former une carte (Fig. 2.6).

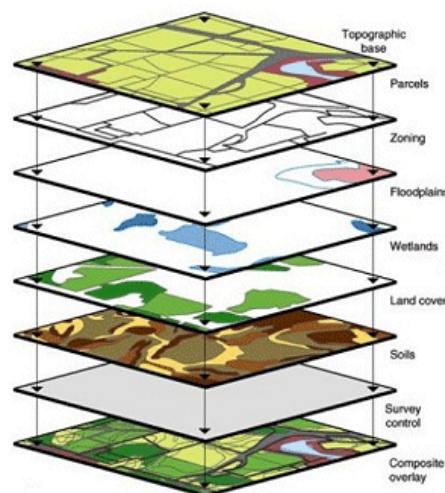


FIGURE 2.6 – Un Système d'Information Géographique permet de superposer différentes données (chaque feuillet sur le schéma) selon une même zone géographique. Source <http://rst.gsfc.nasa.gov/>.

A l'aide d'ArcGIS, nous avons pu créer les mosaïques d'images nécessaires à notre étude géomorphologique d'Utopia Planitia. La combinaison des images et des données topographiques permet de caractériser la forme, le diamètre et les attributs morphologiques d'un modèle.

Il est également possible de créer des couches d'information à l'aide du logiciel (chaque feuillet sur la Fig. 2.6). Par exemple, nous avons pu effectuer une cartographie des modèles martiens en dessinant un polygone autour de chaque "scaloped depression". Chaque polygone (= chaque dépression) est défini par ses coordonnées géographiques, sa surface et son périmètre. Tous ces polygones sont stockés dans une couche d'information vectorielle (chaque feuillet sur la Fig. 2.6). Avec ArcGIS, il est possible d'effectuer des opérations sur les couches comme des

additions, des soustractions, mais aussi de fusionner les polygones ou de créer des graphiques représentant les attributs des polygones (la surface en fonction de la latitude par exemple).

Il a été particulièrement utile de comparer les cartes (différentes couches vectorielles) des différents modèles entre eux afin de connaître leur distribution géographique et leurs potentielles relations. Ou encore de superposer leur distribution géographique sur la carte topographique MOLA ou la carte géologique des plaines nord de Mars de (Tanaka et al., 2005).

Enfin, la superposition des images HiRISE et du MNT HiRISE permet d'étudier directement la relation entre la morphologie et la topographie par la construction de courbes de niveaux ou de profils topographiques.

Dans cette thèse, nous avons traité les images à l'aide d'ISIS et créer des mosaïques de 50 images CTX (6 m/pixel), 58 images MOC (1-10 m/pixel) et 60 images HiRISE (29 cm/pixel) (Fig. 2.7 et cf. Annexe 1).

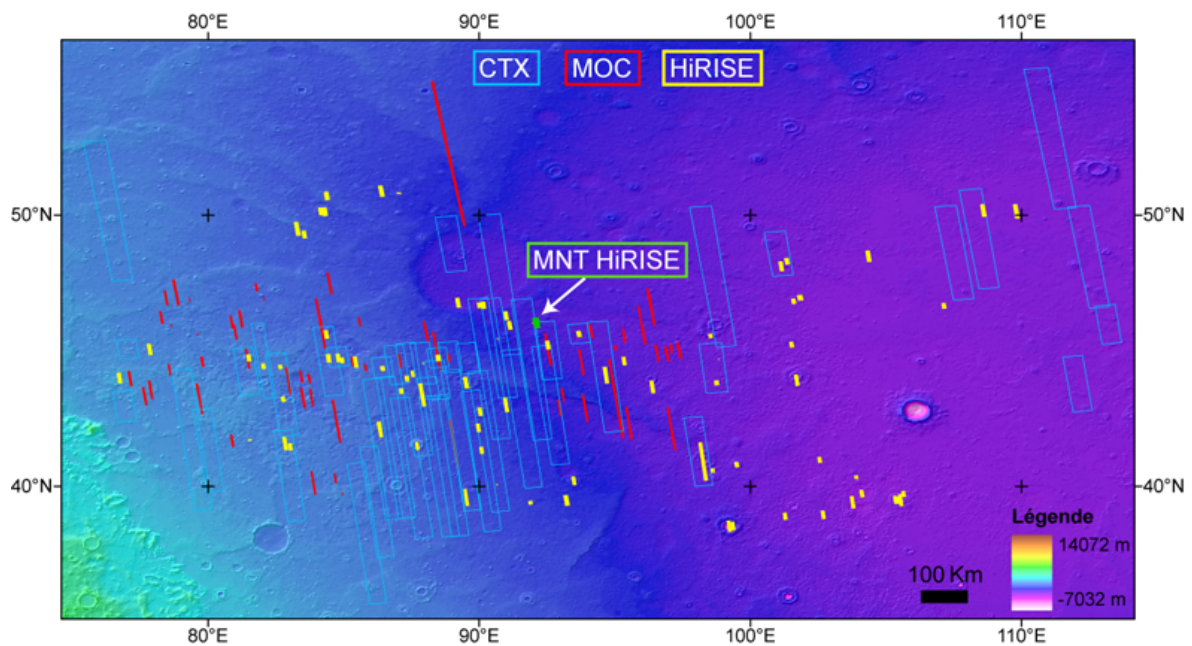


FIGURE 2.7 – Distribution des images CTX (rectangle vert), MOC (rectangle vert), HiRISE (rectangle vert) et du MNT HiRISE (rectangle vert) utilisés dans l'étude géomorphologique d'Utopia Planitia. Source Shane Byrne et Trent Hare NASA/JPL/MSSS/Univ. of Arizona.

2.2 Etude comparative Terre-Mars

Dans cette thèse, nous avons mené une étude comparative entre les modelés d'Utopia Planitia et les modelés périglaciaires terrestres. Elle se distingue des études précédentes par plusieurs points :

1. Notre étude des modelés d'Utopia Planitia a été effectuée à haute résolution afin de caractériser précisément leur morphologie et à moyenne résolution afin de cartographier leur distribution géographique.
2. Nous avons étudié les modelés d'Utopia Planitia comme un ensemble des modelés et non individuellement. Ceci dans le but de caractériser le paysage d'Utopia Planitia et pouvoir le comparer à d'autres paysages périglaciaires terrestres.
3. Nous avons comparé cet ensemble de modelés d'Utopia Planitia à l'ensemble de modelés périglaciaires indicatifs d'un pergélisol riche en glace (cf. section 1.1.5.3). Cet ensemble de modelés a été étudié sur le terrain en Yakoutie Centrale (Sibérie orientale) et dans le delta du Mackenzie (Nord du Canada).

L'étude des modelés d'Utopia Planitia va nous permettre d'établir des modèles d'évolution de ces modelés et des hypothèses sur leur processus de formation. Toutefois, parce que Mars est si éloigné et que nous sommes dans l'impossibilité d'étudier sur le terrain ces modelés, la planétologie comparée (analogie) est un outil essentiel afin de contraindre les processus à la surface de Mars.

L'analogie est basée sur la similitude des processus géologiques sur toutes les planètes du système solaire. En effet, l'exploration spatiale a montré que les processus créent des modelés similaires sur toutes les planètes (cf. section 1.2.1.3). Elle nous a notamment permis de comprendre l'histoire géologique et climatique de Mars (cf. section 1.2.3).

Dans la cas d'une région sur Mars, l'identification de multiples modelés associés et organisés spatialement les uns aux autres (formant un ensemble) de façon similaire à un paysage de référence sur Terre (ensemble de modelés typique) permet de supposer que des processus similaires ont été à l'oeuvre.

Néanmoins, un paysage sur Mars n'est jamais totalement similaire à son analogue terrestre. En effet, des différences de morphologie ou d'organisation spatiale entre les modelés peuvent apparaître. Ces différences doivent être utilisées car elles permettent de contraindre les processus et les conditions climatiques sur Mars à l'origine de la formation des modelés martiens.

En résumé, tout l'art de l'analogie réside dans (i) l'identification de similitudes (morphologies, organisations) entre deux ensembles de modelés afin de déterminer un analogue viable et ; (ii) la reconnaissance des différences afin de contraindre les processus sur Mars. L'analogie loin d'être cantonnée à la planétologie, est un processus que nous employons en fait tous les jours pour reconnaître des objets ou des formes de paysage inconnus...

Par ailleurs, l'analogie Terre-Mars prend tout son intérêt grâce à la haute résolution des images sur Mars qui permettent maintenant de comparer à la même échelle les modelés et les processus sur les deux planètes.

Toutefois, la planétologie comparée n'est pas sans risque. En effet, faire l'analogie entre la Terre et Mars en ne s'intéressant uniquement qu'à un seul modelé sans étudier les relations avec d'autres modelés peut conduire à des erreurs d'interprétations. Nous devons toujours garder à l'esprit à propos des analogues qu'une morphologie similaire ne veut pas dire nécessairement une origine similaire.

C'est pourquoi, nous avons étudié l'ensemble de modelés d'Utopia Planitia et non les modelés individuellement. Ceci dans le but de caractériser le paysage d'Utopia Planitia et de pouvoir le comparer aux paysages périglaciaires terrestres.

2.2.1 Etude géomorphologique d'Utopia Planitia sur Mars

Nous avons entrepris d'étudier la géomorphologie des modelés d'Utopia Planitia selon une zone d'étude qui s'étend de 80° à 110°E et de 40° à 50°N (Fig. 2.7 et 1.52). Cette étude s'est effectuée en deux temps : (i) une étude de la distribution géographique des modelés puis (ii) une étude géomorphologique à haute résolution des modelés.

2.2.1.1 Etude cartographique de la distribution géographique

Pour cela, nous avons cartographié les “scalped depressions” (cf. section 4.1.2), les polygones et les cavités à la jonction des polygones (cf. section 4.4.2) à travers la région d'Utopia Planitia.

Les buts de la cartographie sont de : (i) déterminer leur distribution géographique et estimer le pourcentage de surface couvert par ces modelés en fonction de la latitude/longitude ; (ii) étudier leurs variations morphologiques en fonction de la latitude/longitude ; (iii) déterminer l'origine de la dégradation du pergélisol (cf. section 1.3) ; et (iv) contraindre les hypothèses de formation du pergélisol (cf. section 1.3).

Notre cartographie est basée sur l'utilisation des mosaïques construites sous ArcGIS des images CTX (50 images à 6 m/pixel) et MOC (58 images à 3-10 m/pixel) disponibles dans la zone d'étude (cf. Annexe 1).

Nous avons utilisé des critères morphologiques afin de cartographier les modelés le plus objectivement possible. Chaque modelé est identifié et cartographié selon des attributs morphologiques :

- Les “scalped depressions” : présence d'un bord en feston, absence de rempart, organisation en dépression individuelle ou organisation en groupe, diamètre de la centaine de mètres à plusieurs kilomètres.
- Les polygones : fractures “en creux” (forment des sillons), diamètre < 250 m, absence de structures tectoniques (origine non périglaciaire).
- Les cavités à la jonction des polygones : présence à la jonction de polygones, absence de rempart, cavité individuelle ou organisée en groupe, absence de structures tectoniques (origine non périglaciaire).

2.2.1.2 Etude géomorphologique à haute résolution

Pour cela, nous avons effectué une étude géomorphologique à haute résolution des “scalped depressions”, des polygones (cf. section 4.2) et des cavités à la jonction des polygones (cf. section 4.4.3) dans Utopia Planitia.

Les objectifs de l'étude à haute résolution sont de : (i) caractériser leur morphologie et leur géométrie par une classification morphologique ; (ii) étudier leur processus de formation, notamment le processus responsable du thermokarst ; (iii) développer des modèles de formation et d'évolution des modelés (cf. section 1.3) ; et (iv) déterminer les causes de la dégradation du pergélisol (cf. section 1.3).

Notre étude est basée sur l'utilisation de toutes les images HiRISE disponibles dans la zone d'étude (60 images cf. Annexe 1) mais aussi des points de mesure laser altimétrique des données MOLA et d'un MNT HiRISE (cf. Annexe 1).

Nous avons sélectionné des critères morphologiques afin de réaliser une classification morphologique des modelés la plus objective possible. Les différentes classes des modelés ont été distinguées selon leur forme, leur élongation et leur diamètre. Nous avons défini l'élongation comme étant le rapport de l'axe latitudinal sur l'axe longitudinal.

Nous avons également étudié la géométrie des modelés à l'aide des mesures lasers MOLA et du MNT HiRISE afin de caractériser leur profondeur en fonction de leur diamètre, étudier leur profil longitudinal et transversal ainsi que leur volume (volume érodé par exemple).

Afin d'étudier le processus de dégradation du pergélisol (thermokarst), nous avons sélectionné des critères morphologiques afin de différencier la fonte de la sublimation dans le cas de la formation des cavités ou des dépressions :

- Fonte : formes de ruissellement, zones d'accumulation d'eau connectées par des formes de ruissellement, dépôts fluviaux
- Sublimation : texture de surface avec des petites cavités, effondrement lié à la disparition de glace de sol, absence de formes liées à la fonte

2.2.2 Etude géomorphologique des régions périglaciaires sur Terre

Afin de contraindre la formation et l'évolution des possibles modelés périglaciaires d'Utopia Planitia, nous avons effectué deux campagnes de terrain dans les régions périglaciaires de la Yakoutie Centrale et du delta du Mackenzie (Fig. 2.8). Nous avons choisi ces régions périglaciaires car elles présentent un pergélisol riche en glace et un ensemble de modelés typiques (cf. section 1.1.5.3).

Dans ces régions nous nous sommes attachés à étudier la taille et la morphologie des différents modelés périglaciaires (cf. section 1.1.5.3). Nous nous sommes particulièrement intéressés à caractériser les morphologies liées à la fonte de la glace de sol.



FIGURE 2.8 – Localisation des régions périglaciaires de la Yakoutie Centrale (Sibérie Orientale, République de Sakha) et du Delta du Mackenzie (Nord du Canada, province des Territoires du Nord-Ouest NWT) sur la carte de la répartition du pergélisol dans l'hémisphère nord sur Terre (2005) (Philippe Rekacewicz, UNEP/GRID-Arendal). Source <http://maps.grida.no/go/graphic/permafrost-distribution-in-the-arctic>.

2.2.2.1 Yakoutie Centrale (République de Sakha)

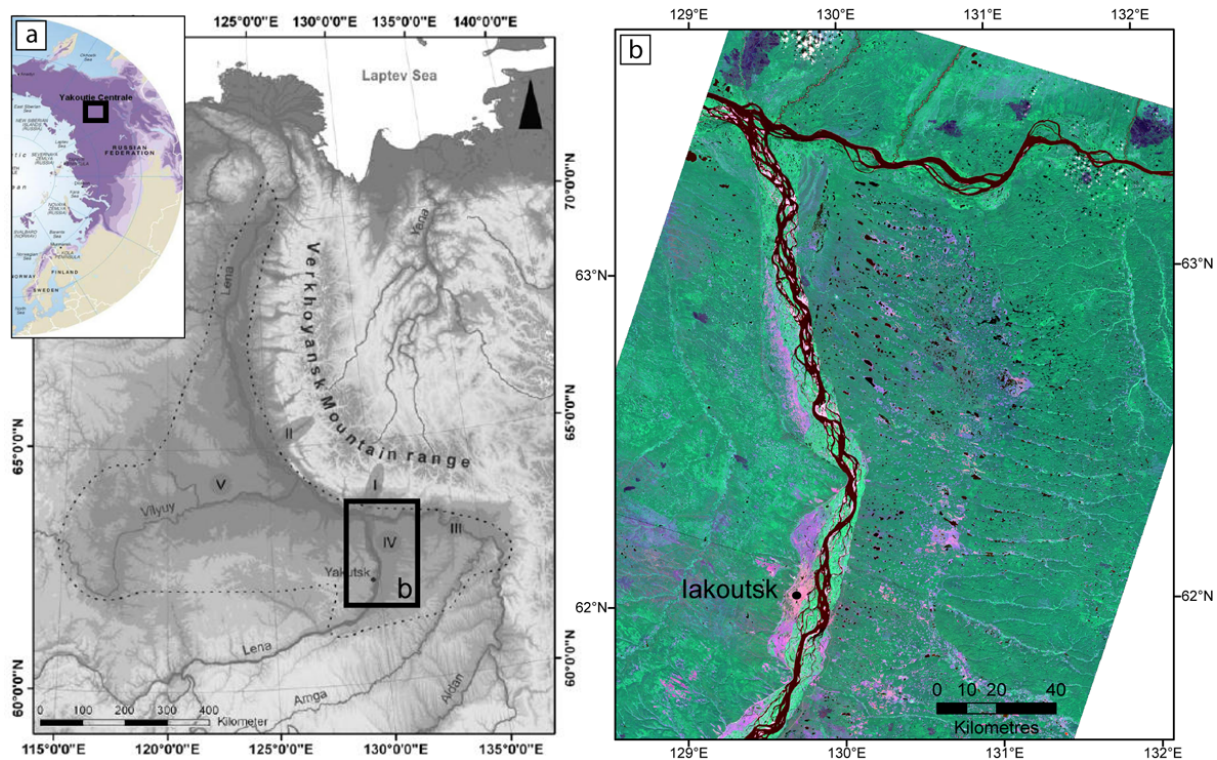


FIGURE 2.9 – (a) Vue de la Yakoutie Centrale dans la République de Sakha (Fédération de Russie) d’après Bogatova and Bugrimova (1981) et modifiée par Popp (2006). (b) Mosaïque d’images satellites Landsat 7 ETM+ de la zone étudiée près de la ville de Yakoutsk au bord de la Lena (image fausse couleur P121R016 et P121R017).

La Yakoutie Centrale, située dans la vaste région-continent de la Sibérie orientale, désigne la région au centre de la République de Sakha (Fédération de Russie). Cette région de 62°N à 66°N et 122°E à 135°E est constituée par les plaines qui s’étendent autour des grands fleuves Léna, Aldan et Viliouï et qui sont bordées au nord par les Monts Verkhoyansk (Fig. 2.9a). La Léna, l’Aldan et la Viliouï forment une large plaine alluviale composée de sédiments datés du Quaternaire. Ces sédiments ont des origines variées, ils peuvent être d’origine fluviale, lacustre, glaciaire et loessique (Péwé et al., 1977; Soloviev, 1973a). De nombreuses terrasses alluviales sont présentes autour des fleuves et ont été formées durant le Pléistocène (Soloviev, 1973a).

Le climat très continental en Yakoutie Centrale est caractérisé par une variation de température très importante entre l’été (+20°C) et l’hiver (-40°C) ainsi que de faibles précipitations d’environ 250 mm principalement en été qui sont associées à une forte évaporation (cf. section 1.1.1). Le pergélisol a une épaisseur variant entre 400 et 700 m (maximum 1,5 km) avec une couche active en été ayant une épaisseur entre 0,5 et 2 m (Romanovsky et al., 2007). La température moyenne du pergélisol à 10-20 m de profondeur est de $\sim -2^{\circ}$ à -4°C (Soloviev, 1973a; Brouchkov et al., 2004).

Une grande partie de la Yakoutie Centrale comporte un pergélisol continu riche en glace appelé “Yedoma ice-complex” dont l’épaisseur est de plusieurs dizaines de mètres (~ 20 -50 m) (cf. section 1.1.5.1) (Czudek and Demek, 1970; Soloviev, 1973a). Ce pergélisol est composé de sédiments contenant ~ 70 -80 % en volume de glace et est caractérisé par des coins de

glace syngénétique très épais (≥ 20 m) (Soloviev, 1973a). La Yakoutie Centrale comporte de nombreux lacs thermokarstiques profonds recouvrant ~ 40-50 % de la surface de la région (Fig. 2.9b) (Brouchkov et al., 2004; Czudek and Demek, 1970; Soloviev, 1973b).

Comme nous l'avons souligné dans la section 1.1.5.1, ce pergélisol s'est principalement formé à la fin du Pléistocène lorsque la région n'était pas recouverte par les calottes de glace (Fig. 2.10). Durant ce dernier maximum glaciaire, seuls les Monts Verkhoïansk étaient recouverts par des glaciers locaux épais. Cette absence de glaciers en Yakoutie Centrale a favorisé l'accumulation importante de sédiments sous un climat froid permettant la formation d'un pergélisol syngénétique épais. Etant donné le climat actuel en Yakoutie Centrale, ce pergélisol n'est pas en équilibre avec les conditions climatiques, il s'agit d'un pergélisol relique qui a été conservé à cause de sa forte inertie thermique.

Dans cette thèse, nous nous sommes focalisés sur la région autour de la ville de Iakoutsk au bord du fleuve Lena (capitale de la République de Sakha) (62,5°N/130°E sur Fig. 2.9b). Notre campagne de terrain s'est déroulée durant le mois d'août 2010 et a consisté à étudier les modelés périglaciaires de la région. Cette étude de terrain a été possible grâce à la collaboration avec le Dr. Alexandre Fedorov de l'Institut du Pergélisol de Iakoutsk.

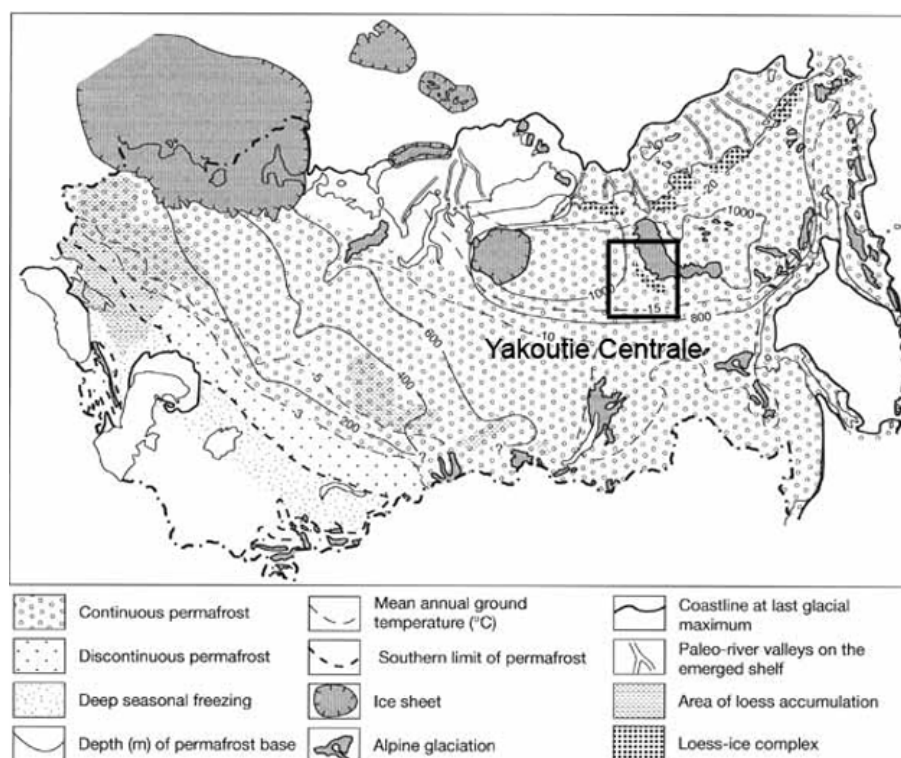


FIGURE 2.10 – Carte de la distribution des zones glaciaires (zone grisée) et périglaciaires (zone claire) durant le dernier maximum glaciaire à la fin du Pléistocène (20-18 ka), modifiée d'après Velichko (1984) et Pavlidis et al. (1997).

2.2.2.2 Delta du Mackenzie (Canada)

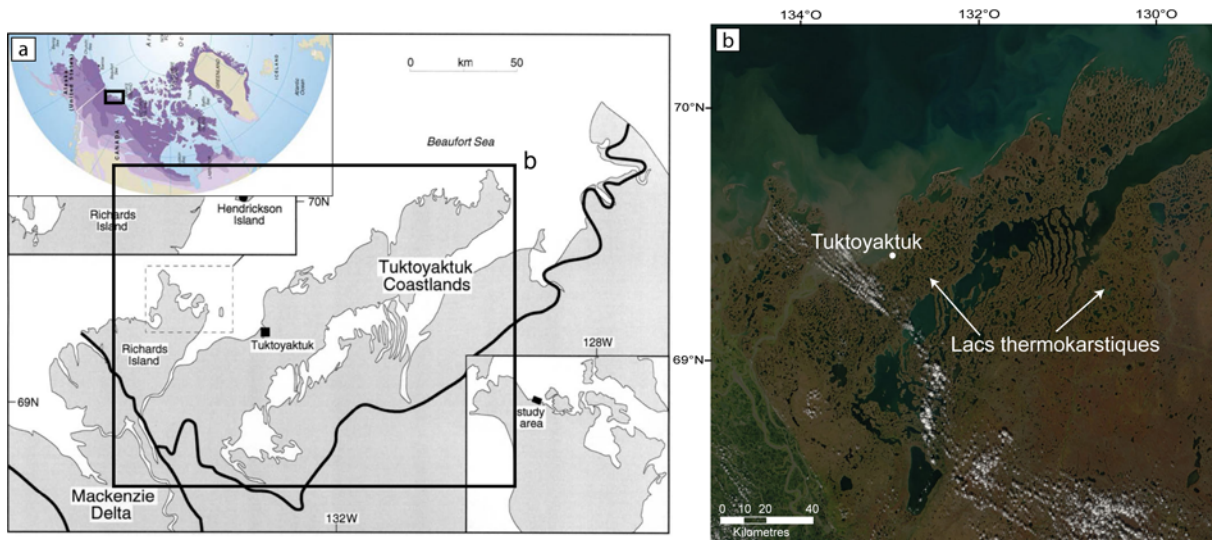


FIGURE 2.11 – (a) Vue du delta du Mackenzie au nord du Canada (Territoires du Nord-Ouest), modifiée d'après Murton (2001). (b) Image satellite MODIS Terra de la zone étudiée près de la ville de Tuktoyaktuk au bord de mer de Beaufort (image vraie couleur 2001/241). Source Jacques Descloitres, MODIS Land Rapid Response Team, NASA/GSFC.

Le delta du Mackenzie est situé au bord de la mer du Beaufort dans la province des Territoires du Nord-Ouest (NWT) du Canada et s'étend de $68,5^{\circ}$ à $70,5^{\circ}$ N et 130° à 135° O (Fig. 2.11a). C'est le deuxième plus grand delta de l'Arctique (13.000 km^2), derrière celui de la Léna. Les terrains autour du delta ont un pergélisol continu tandis que le delta en lui-même comporte un pergélisol discontinu à cause des dépôts et des érosions multiples (Burn and Kokelj, 2009). Il s'agit d'un delta postglaciaire construit par le dépôt de sédiments quaternaires il y a 14.000 ans (Murton, 2009; Rampton, 1988). Les terrains autour du delta sont composés de sédiments également quaternaires mais d'origine variée : fluvio-glaciaire, fluvatile, glaciaire ou éolien (Bateman and Murton, 2006; Murton, 2009; Rampton, 1988).

Le climat du delta est très continental avec des variations importantes de températures entre l'été ($+9,9^{\circ}\text{C}$) et l'hiver (-27°C) ainsi que de faibles précipitations de 151 mm (péninsule de Tuktoyaktuk à l'ouest du delta du Mackenzie) (Fig. 2.11b) (cf. section 1.1.1) (Burn and Kokelj, 2009; Canada, 2007). Le pergélisol a une profondeur d'environ $\sim 500 \text{ m}$, avec une profondeur maximale de 750 m atteinte dans les îles Richards, pour une couche active de $\sim 0,5\text{-}1 \text{ m}$ de profondeur (Fig. 2.11a) (Mackay, 1963; Kokelj and Burn, 2005). La température moyenne du pergélisol à 10-20 m de profondeur est de $\sim -2^{\circ}$ à -6°C (Taylor et al., 1996; Burn and Kokelj, 2009).

Les îles Richard et la péninsule de Tuktoyaktuk comportent un pergélisol continu riche en glace de $\sim 20\text{-}35 \text{ m}$ d'épaisseur et contenant $\gtrsim 50 \%$ de glace en volume mais avec des valeurs aussi hautes que $\sim 70\text{-}80 \%$ (Fig. 2.11b) (Pollard and French, 1980; Rampton, 1988; Mackay, 1971). Le pergélisol est composé de sédiments contenant principalement de la glace de ségrégation et de la glace massive dont l'épaisseur peut atteindre 13 m et dont l'origine peut être intra-sédimentaire ou glaciaire (cf. section 1.1.4) (French and Harry, 1990; Mackay, 1971, 1972). La péninsule de Tuktoyaktuk comporte de nombreux lacs thermokarstiques profonds (Fig. 2.11b), ~ 10.000 lacs selon Mackay (1963). Ils qui recouvriraient $\sim 30\text{-}50 \%$ de la surface de la région (Burn, 2002; Côté and Burn, 2002).

Le delta fut entièrement recouvert par la calotte de glace lors du dernier maximum glaciaire, seule la péninsule de Tuktoyaktuk semble avoir été épargnée à cette époque (-21 ka Toker Point Stage selon Rampton (1988)) (Fig. 2.12) (Burn and Kokelj, 2009; Taylor et al., 1996). Durant cette période, la paléodrainage du Mackenzie avait une direction vers l'est à cause de la déviation par la calotte glaciaire (Murton, 2009). Par contre lors de la dernière avancée glaciaire tardive, les îles Richards et la péninsule de Tuktoyaktuk n'ont pas été recouvertes par la calotte de glace (-13 ka Sitgi Stage selon Rampton (1988)) (Fig. 2.12) (Murton, 2005; Rampton, 1988).

Dans cette thèse, nous nous sommes focalisés sur le sud-ouest de la péninsule de Tuktoyaktuk (69° à 70°N et 132° à 134°O sur Fig. 2.11b). Notre campagne de terrain s'est déroulée durant le mois de juillet 2009 et a consisté à étudier les modelés périglaciaires de la région. Cette étude de terrain a été possible grâce à la collaboration avec le Dr. Richard Soare du Dawson College de Montréal.

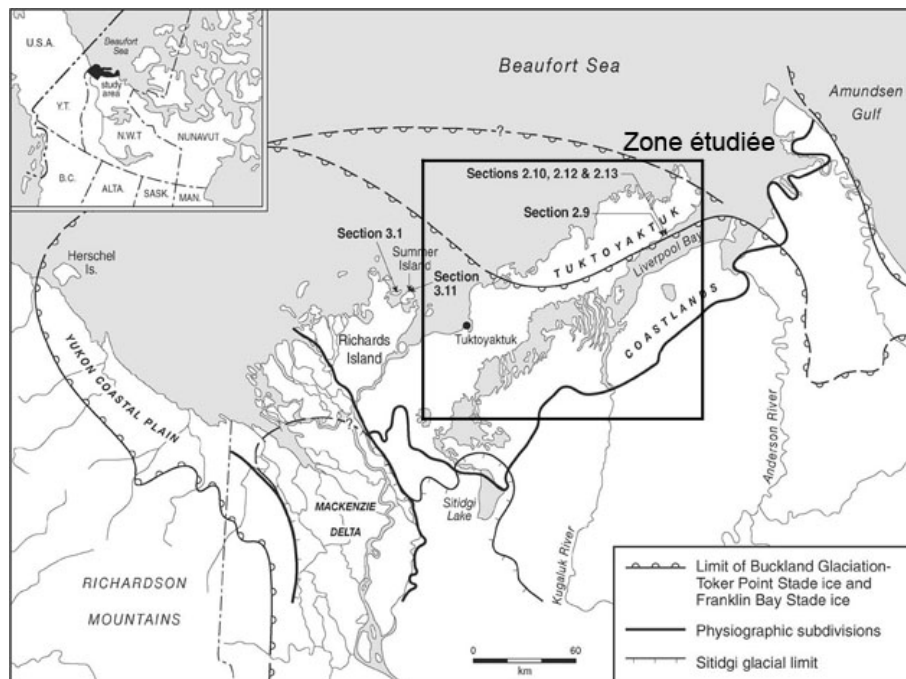


FIGURE 2.12 – Carte du delta du Mackenzie illustrant les avancées de la calotte de glace durant le dernier maximum glaciaire (-21 ka Toker Point Stage selon Rampton (1988)) et durant l'avancée tardive (-13 ka Sitgi Stage selon Rampton (1988)). La péninsule de Tuktoyaktuk semble n'avoir jamais été recouverte par la calotte de glace à la fin du Pléistocène (Murton, 2005; Rampton, 1988). Modifiée d'après Bateman and Murton (2006).

Chapitre 3

Les régions périglaciaires de l'Arctique, analogues possibles de la région d'Utopia Planitia sur Mars



Vue 3D du paysage d'Utopia Planitia avec les scalloped depressions et les polygones

(image créée par Damien Devismes)

Le chapitre 3 est consacré à la détermination d'un analogue périglaciaire terrestre de la région d'Utopia Planitia. Le but est de caractériser le paysage d'Utopia Planitia afin de le comparer à d'autres paysages périglaciaires terrestres.

L'identification d'un analogue périglaciaire adéquat nous permettra de contraindre les processus de formation des modelés (cf. chapitre 4) et la structure du pergélisol d'Utopia Planitia (cf. chapitre 5).

Pour cela, contrairement aux études précédentes qui ont étudié les modelés individuellement, nous nous intéressons à l'ensemble des modelés pour savoir s'ils sont intégrés dans un paysage périglaciaire.

La comparaison de l'ensemble des modelés d'Utopia Planitia avec celui de la péninsule de Tuktoyaktuk dans le nord du Canada a fait l'objet d'une publication dans le bulletin de la "*Geological Society of America, special analogue issue*" sous presse en Octobre 2011 (Soare et al., 2011).

Ce chapitre sera donc constitué de cet article précédé par un résumé étendu en français et suivi d'une discussion complémentaire.

3.1 Intérêt de l'étude et résumé étendu

La région d'Utopia Planitia contient plusieurs modelés interprétés comme étant périglaciaires (cf. chapitre 1 section 1.2.5.2) (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2005b; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009a; Ulrich et al., 2010). Toutefois, comme nous l'avons vu, le processus de formation de ces modelés est toujours indéterminé. Il semble que le débat soit notamment centré sur la question de la sublimation ou de la fonte dans la dégradation du pergélisol (formation des "scalped depressions" et des cavités à la jonction des polygones) et la formation des polygones (processus associé à la contraction thermique) (cf. section 1.2.5.2).

Ces hypothèses de formation ont été principalement formulées à partir d'analogies avec des régions périglaciaires sur Terre basées sur la similitude des modelés et les températures $< 0^{\circ}\text{C}$ dans Utopia Planitia. La planétologie comparée dépend en partie de l'analogue considéré (cf. chapitre 2 section 2.2).

Des analogies différentes pour un même paysage martien peuvent aboutir à des hypothèses de formation contradictoires et la région d'Utopia Planitia en est un exemple. En effet, de nombreux travaux comparent les modelés un à un. La similitude de morphologie entre deux modelés n'implique pas forcément une origine similaire. Il est beaucoup plus pertinent de comparer les ensembles de modelés afin de déterminer les processus d'évolution d'un paysage.

La question à propos des modelés d'Utopia Planitia, et par la même, la détermination d'un analogue terrestre viable, est de savoir si : (i) chacun des modelés est le résultat de processus périglaciaires ; (ii) les modelés sont organisés dans un ensemble et ; (iii) les processus périglaciaires des modelés sont cohérents entre eux permettant de valider l'assemblage de modelés (par exemple, le même processus intervient pour tous les modelés).

Si ce n'est pas le cas, plusieurs hypothèses peuvent être avancées. Premièrement, les analogues considérés ne sont pas adéquats afin d'expliquer la géomorphologie d'Utopia Planitia. Deuxièmement, il est également possible que les modelés d'Utopia Planitia ne soient pas organisés dans un ensemble mais qu'ils soient indépendants les uns des autres. Dans ce cas, les modelés peuvent être le résultat d'héritages morpho-climatiques, les processus ayant conduit à leur formation sont différents et/ou n'ont pas le même âge.

Ainsi, la détermination d'un analogue le plus représentatif possible de la région étudiée est essentiel afin de formuler correctement des hypothèses sur la formation des modelés et sur le pergélisol d'Utopia Planitia.

Analogues terrestres possibles

Certains auteurs ont utilisé les régions périglaciaires de l'Arctique comme analogue de la région d'Utopia Planitia sur Mars et proposé des processus basés sur la fonte de glace (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2005a, 2007, 2008).

Les régions périglaciaires sur Terre comme en Sibérie orientale, au nord du Canada ou en Alaska ont un pergélisol continu riche en glace contenant $\sim 50\text{-}70\%$ de glace en volume (Czudek and Demek, 1970; Soloviev, 1973a; Murton, 2001; French, 2007). Par comparaison, la teneur de glace en poids de ce pergélisol est de 50 à 150 % (French, 2007). La glace de sol peut se trouver sous forme de lentilles de glace, de coins de glace ou de glace massive (Soloviev, 1973b; French and Harry, 1990; Mackay and Dallimore, 1992; Romanovskii et al., 2000).

Dans ces régions, la fonte de la glace de sol est omniprésente et participe activement à la formation de modelés aux morphologies particulières. Ces modelés incluent : les lacs thermokarstiques (fonte importante de la glace de sol), les polygones à coins de glace (cycles gel-dégel)

et les mares à la jonction des polygones (fonte des coins de glace) (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3) (Hamelin and Cook, 1967; Tricart and Cailleux, 1967; Washburn, 1973; French, 2007).

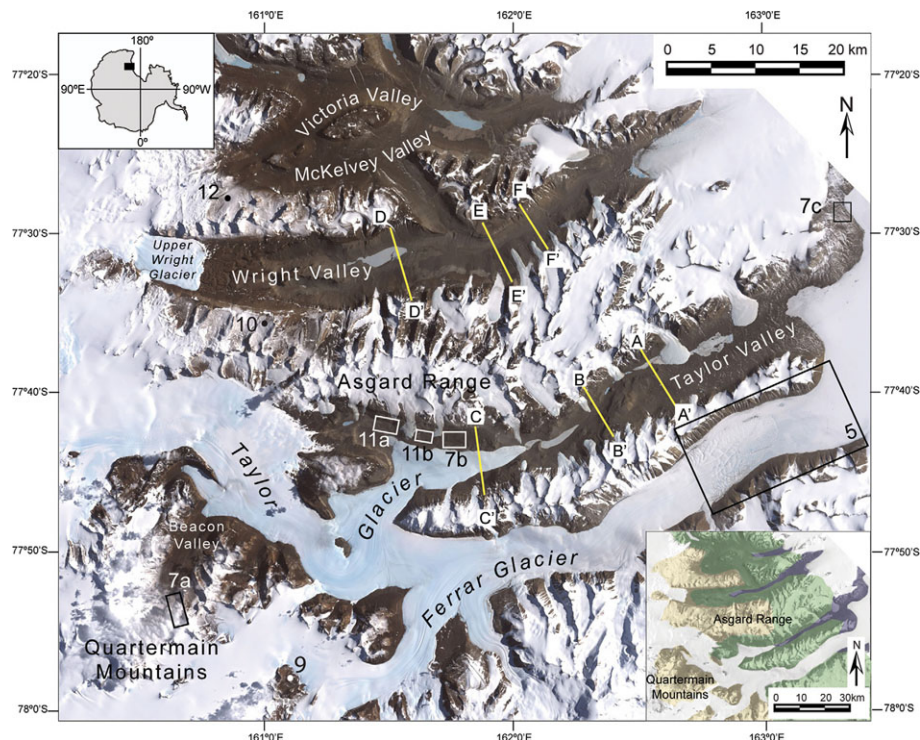


FIGURE 3.1 – Image satellite des vallées sèches McMurdo en Antarctique où un pergélisol continu à faible teneur en glace est observé. La carte dans le coin inférieur à droite représente les différentes zonations climatiques au sein de ces vallées (bleu : zone côtière ; vert : vallées intérieures ; jaune : hautes vallées). D’après Marchant and Head III (2007).

D’autres auteurs, du fait de l’impossibilité de la fonte actuellement dans Utopia Planitia (Mellon and Jakosky, 1995; Richardson and Mischna, 2005), ont utilisé les vallées McMurdo en Antarctique comme analogue et proposé des processus basés sur la sublimation de glace (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009b).

Les vallées appelées “McMurdo Dry Valleys” (75°S 165°E) constituent la plus grande zone non recouverte par la glace de l’Antarctique (Fig. 3.1). Cette situation est due aux conditions atmosphériques froides et sèches où le processus de sublimation et les vents catabatiques sont omniprésents (cf. chapitre 1 section 1.1.1) (Marchant and Head III, 2007). En Antarctique, le pergélisol continu des régions périglaciaires contient de la glace mais ces vallées sont une exception car elles contiennent une faible teneur en glace de ~ 0 à 30% (en poids) (Péwé, 1959; Bockheim and Hall, 2002). Lorsque la glace est présente, elle se trouve sous forme de glace massive d’origine glaciaire enfouie (glaciers rocheux) ou de coins de glace (Black, 1973; Bockheim et al., 2007; Marchant and Head III, 2007).

Le pergélisol dans ces vallées a une épaisseur de ~ 240 à 970 m (McGinnis and ed., 1981). La température moyenne du pergélisol à 10 m de profondeur est de $\sim -16^\circ$ à -27°C (Decker and Bucher, 1977).

Au sein de ces vallées, de faibles changements de température atmosphérique, de précipitation et de teneur en glace du pergélisol en fonction de l’altitude génèrent des différences géomorphologiques au sein des vallées (Marchant and Head III, 2007). Ces vallées peuvent être ainsi divisées en trois zones microclimatiques (Campbell and Claridge, 1969; Bockheim et al.,

2007; Marchant and Head III, 2007).

La **zone côtière** est caractérisée par des températures froides (-5°C de moyenne en été) et des précipitations (80 mm d'eau équivalente) relativement plus abondantes que les autres zones (bleu sur Fig. 3.1) (Marchant and Head III, 2007). Le pergélisol contient $\gtrsim 30\%$ de glace (en poids) et des températures en été $> 0^{\circ}\text{C}$ du pergélisol en subsurface permettant à la fonte de se produire même si la sublimation domine (Campbell et al., 1998; Bockheim et al., 2007). L'épaisseur de la couche active varierait entre ~ 45 et 70 cm (Bockheim et al., 2007). C'est pourquoi, cette zone comporte majoritairement des polygones à coins de glace (~ 10 - 20 m de diamètre), des coulées concentrées ("débris flows") et des coulées de solifluction (écoulement lent de matériels saturés par l'eau liquide) (Black, 1973; French and Guglielmin, 2000; Marchant and Head III, 2007).

La **zone des vallées intérieures** est intermédiaire entre les deux autres zones : des températures de -5°C de moyenne en été et des précipitations faibles (vert sur Fig. 3.1) (Marchant and Head III, 2007). Le pergélisol contient $< 30\%$ de glace (en poids) (Campbell et al., 1998; Bockheim et al., 2007). L'épaisseur de la couche active varierait entre ~ 20 et 45 cm (Bockheim et al., 2007). Cette zone comporte quelques polygones à coins de glace mais majoritairement des polygones à coins de sable ou à coins composites (Péwé, 1959; Marchant and Head III, 2007).

La **zone des hautes vallées** est caractérisée par des températures très froides (-10°C de moyenne en été) et des conditions très sèches (peu de précipitations, principalement de la neige apportée par le vent) par rapport aux autres zones (jaune sur Fig. 3.1) (Marchant and Head III, 2007). L'épaisseur de la couche active serait faible, < 20 cm (Bockheim et al., 2007). La sublimation domine totalement ces vallées, la partie supérieure du pergélisol est ainsi sec (~ 100 cm), elle contient $< 5\%$ de glace (en poids) (Campbell et al., 1998; Bockheim et al., 2007). Cette zone comporte majoritairement des glaciers couverts de débris rocheux, des polygones à coins de sable et un type spécial de polygones à coins de sable appelé "polygones de sublimation" dont nous expliciterons ultérieurement la formation (Fig. 3.2) (Marchant and Head III, 2007).

La zone des hautes vallées McMurdo est particulièrement intéressante car elles présentent des conditions atmosphériques très sèches et très froides similaires aux conditions atmosphériques actuelles sur Mars (cf. chapitre 1 section 1.2.1.2). D'un point de vue des processus et des conditions climatiques, ces vallées McMurdo représentent un analogue de choix pour comprendre le processus de sublimation sur Mars (Marchant and Head III, 2007). Cependant, il convient de noter qu'aucun modelé thermokarstique n'est observé dans les vallées McMurdo en Antarctique (Bockheim and Hall, 2002).

Le processus de sublimation, et non la fonte, domine ces vallées est due à la présence vents catabatiques très importants induisant des conditions climatiques très sèches (peu de précipitations) (cf. chapitre 1 section 1.1.1). Par exemple, les polygones de sublimation sont des polygones à coins de sable (~ 10 - 20 m de diamètre) où la sublimation de glace massive enfouie joue un rôle clé (Fig. 3.2) (Marchant et al., 2002). Ces polygones se trouvent dans les vallées où le pergélisol est composé d'une couche (1 m d'épaisseur) d'un till glaciaire non consolidé (granulométrie sable à galets) reposant sur une couche de glace massive d'origine glaciaire (plusieurs mètres d'épaisseur) près des glaciers recouverts de débris (Fig. 3.2).

La contraction-thermique forme des fractures qui traversent la couche sédimentaire et la glace massive. Les fractures sont progressivement remplies par la fraction sableuse (< 2 cm) du till formant des coins de sable (30 cm de large et profondeur > 2 m) tandis que les clastes les plus larges restent en surface (> 2 cm) (Fig. 3.2). Ce triage des clastes du till produit une couche perméable au dessus des coins de sable permettant une sublimation accrue de la glace sous-

jacente (Marchant et al., 2002). Cette sublimation se produisant préférentiellement au niveau des coins de sable, les sillons des polygones sont de plus en plus profonds formant des polygones très convexes (Fig. 3.2) (Marchant et al., 2002).

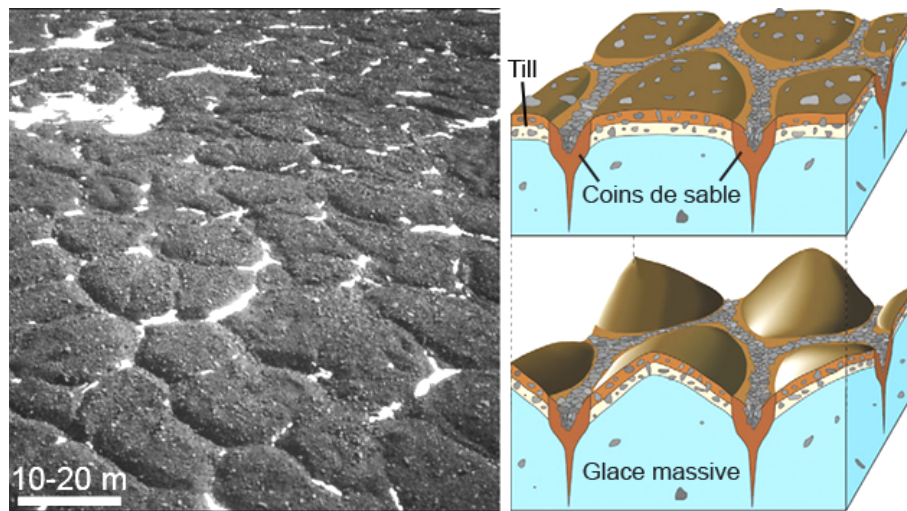


FIGURE 3.2 – Polygones de sublimation décrit dans les vallées McMurdo en Antarctique par Marchant et al. (2002). Schéma d'après Marchant and Head III (2007).

Méthode

Dans le but d'identifier un analogue adéquat pour Utopia Planitia, nous nous sommes intéressé à l'ensemble de modelés des régions périglaciaires à pergélisol riche en glace en prenant l'exemple de la péninsule de Tuktoyaktuk (Territoires du Nord-Ouest, Canada) (cf. section 2.2.2.2).

Dans cette étude, nous allons examiner tous les modelés d'Utopia Planitia en tant qu'ensemble faisant partie d'un paysage. Nous allons comparer les morphologies et les relations spatiales de cet ensemble de modelés martiens avec celui de Tuktoyaktuk (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3).

Notre étude d'un possible analogue pour Utopia Planitia est composée de quatre points principaux :

- Décrire et discuter la formation et l'évolution du pergélisol riche en glace de Tuktoyaktuk et de son ensemble de modelés (cf. section 3.2.2).
- Montrer que les modelés terrestres sont intégrés dans un paysage complexe et liés entre eux par la présence du pergélisol riche en glace (cf. section 3.2.2).
- Caractériser les possibles modelés périglaciaires d'Utopia Planitia (cf. section 3.2.3) et évaluer s'ils sont intégrés dans un ensemble de modelés.
- Exposer les différentes hypothèses de formation existantes des modelés d'Utopia Planitia dérivant d'analogues (cf. section 3.2.4).
- Évaluer la pertinence de l'analogie de la région de Tuktoyaktuk avec Utopia Planitia (cf. section 3.2.5).

3.2 The Tuktoyaktuk Coastlands of northern Canada : a possible “wet” periglacial analogue of Utopia Planitia, Mars

R. J. Soare, A. Séjourné, G. Pearce, F. Costard, G. R. Osinski

Abstract

Numerous landforms whose traits are suggestive of formation by periglacial processes have been observed in Utopia Planitia, Mars. They include : small-sized polygons, flat-floored depressions and polygon-trough/junction pits. Most workers agree that these landforms are late-Amazonian and mark the occurrence of near-surface regolith that is (was) ice rich. The evolution of the Martian landforms has been explained principally by two disparate hypotheses.

The first is the “wet hypothesis.” It is derived from the boundary conditions and ice-rich landscape of regions such as the Tuktoyaktuk Coastlands, Canada, where stable liquid water is freely available as an agent of landscape modification.

The second is the “dry” hypothesis. It is adapted from the boundary conditions and landscape-modification processes in the glacial Dry Valleys of the Antarctic ; mean temperatures are much colder than in the Tuktoyaktuk Coastlands, liquid water at or near the surface is rare and sublimation is the principal agent of glacial-mass loss.

Here, we 1) describe the ice-rich landscape of the Coastlands and its principal periglacial features ; 2) show that these features comprise a coherent assemblage produced by thaw-freeze cycles ; 3) describe the landforms of Utopia Planitia and evaluate the extent to which “wet” or “dry” periglacial processes could have contributed to their formation ; and, 4) suggest that even if questions concerning the “wet” or “dry” origin of the Martian landforms remain open, “dry” processes are incapable of explaining the origin of the ice-rich regolith itself, from which the landforms evolved.

3.2.1 Introduction

Comparative planetary-geology has two principal aims : 1) identifying possible similarities between surface features or landforms on Earth and on non-terrestrial bodies ; and, 2) evaluating whether similar processes might have been (or could be) at work in shaping the surface features or landforms on Earth and on non-terrestrial bodies.

Noble as are these aims, their pursuit often is roiled by the absence of ground truth, e.g. field samples. Thus, conflicting formation-hypotheses derived of disparate possible analogues may display comparable interpretive weight. In these instances, the shadow of equifinality looms large. This having been said, we believe that when the interpretation of cold-climate landscapes on Mars is based upon the juxtaposition of terrestrial and Martian landform-assemblages, not just individual landforms, the shadow of equifinality dissipates substantially.

The Tuktoyaktuk Coastlands of northern Canada (Fig. 3.3) comprise a region of continuous permafrost, ice-rich near-surface sediments and periglacial landforms produced by thaw-freeze cycles.

Foremost amongst these landforms are : thermokarst lakes (Fig. 3.4a) and alases (drained thermokarst-lakes) (Fig. 3.4b) (Murton, 1996; Mikhail G. Grosswald and Lasca, 1999; Dallimore et al., 2000; Murton, 2001; Burn, 2002; Plug et al., 2008) ; small-sized polygonal patterned-ground (Fig. 3.4c-d) underlain by ice wedges (Fig. 3.4e) (Mackay, 1972; Washburn,

1973; French, 2007); polygon-junction and polygon-trough ponds (Fig. 3.4f-i) (Soare et al., 2005a; Wan Bun Tseung and Soare, 2006); and, retrogressive thaw-slumps (Fig. 3.4j-k) (Lewkowicz, 2007; Lantz and Kokelj, 2008; Kokelj et al., 2009).

The origin and evolution of this cold-climate complex is relatively recent, being rooted in the late Quaternary period (Mackay, 1972; Washburn, 1973; Rampton, 1974, 1988; Murton, 1996, 2001; Burn, 2002; French, 2007).

Martian landforms that share traits of form, scale, general appearance and spatial proximity with the landforms of the Tuktoyaktuk Coastlands have been observed in the middle latitudes of Utopia Planitia (Fig. 3.8a-e) (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2005b, 2007, 2008; Soare and Osinski, 2009). Are the Martian landforms the work of periglacial processes?; is the substrate rich in ground ice?; are the landforms and their substrate the geological markers of stable liquid water at or near the surface?

Most workers agree that the landforms are periglacial in origin and that they have been produced by modifications of terrain that is rich in ground ice (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2005b; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009; Soare and Osinski, 2009). By contrast, there is no general agreement about whether stable liquid-water at or near the Martian surface is required to explain the origin and development of the enigmatic landforms.

In the main, debate concerning this question has centred around two disparate periglacial hypotheses.

The first one is known as the “wet hypothesis.” It is derived of the relatively warm boundary-conditions and ice-rich landscape of regions such as the Tuktoyaktuk Coastlands; no less importantly, it assumes the availability of stable liquid water as an agent of landscape modification (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2007, 2008).

The second is known as the “dry” hypothesis. It is adapted from landscape-modification processes in the glacial Dry Valleys of the Antarctic; here, mean temperatures are much colder than in the Tuktoyaktuk Coastlands, liquid water at or near the surface is rare and sublimation is the principal agent of glacial-mass loss (Marchant et al., 2002). As liquid water at or near the surface is not currently stable where the Martian landforms have been observed, many workers invoke the “dry” hypothesis in order to explain the origin and development of these landforms (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009a,b; Lefort et al., 2010; Zanetti et al., 2010).

In this paper, we have four principal aims :

- 1) describe the ice-rich landscape and related landforms of the Tuktoyaktuk Coastlands;
- 2) show that these landforms comprise an integrated and coherent complex produced by thaw-freeze cycles;
- 3) describe the landforms of Utopia Planitia and evaluate the extent to which “wet” or “dry” periglacial processes could have contributed to their formation; and,
- 4) suggest that even if questions concerning the “wet” or “dry” origin of the Martian landforms remain open, “dry” processes are incapable of explaining the origin of the ice-rich regolith itself, out of which the landforms themselves evolved.

3.2.2 The Tuktoyaktuk Coastlands

3.2.2.1 The origin and evolution of an ice-rich landscape

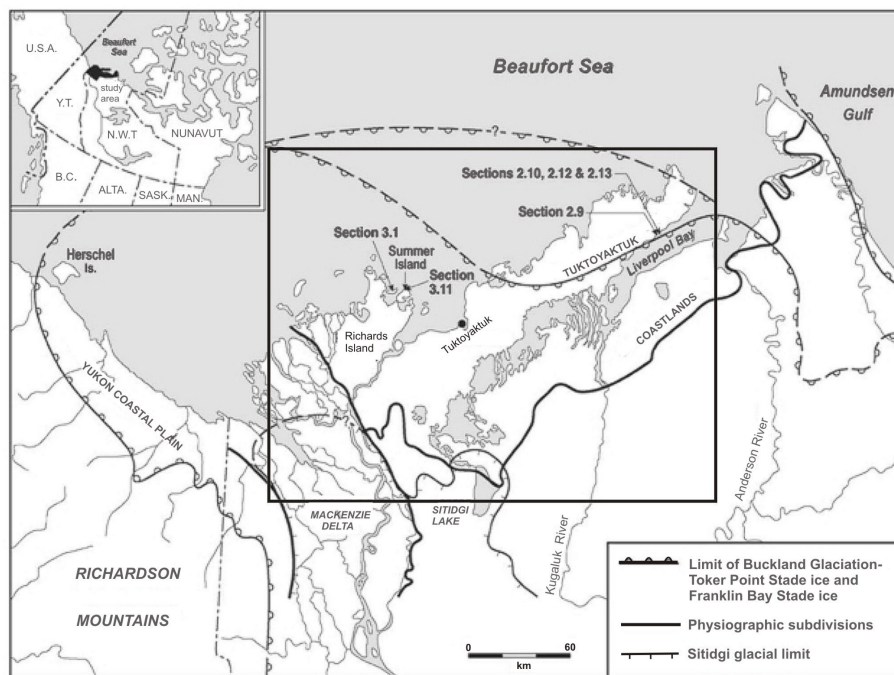


FIGURE 3.3 – Map showing the glacial reach of the Laurentide Ice Sheet into the Tuktoyaktuk Coastlands during the late Pleistocene epoch. There is ongoing debate about whether the Coastlands were completely overrun by the Sitidgi Stade, as they had been by the earlier Toker Point Stade (image from Bateman and Murton (2006)).

The Tuktoyaktuk Coastlands are a low-lying coastal region (abutting the Beaufort Sea) located between the Mackenzie River Delta, the second largest arctic delta-system in the world, and the Amundsen Gulf (Fig. 3.3). Continuous permafrost, the maximum thickness of which is ~740 m (Taylor et al., 1996), underlies the Tuktoyaktuk Coastlands and comprises a sequence of late Quaternary sediments.

Ground ice, especially excess ice, is ubiquitous in the region. Ground ice is a general term that encompasses disparate types of ice, i.e. pore ice, segregated ice, intrusive ice and vein ice, formed in freezing and frozen ground (Washburn, 1973; French, 2007). Excess ice, where the presence of frozen water equals or exceeds the space available to it in a column of soil, is a volumetric term and a sub-category of ground ice (French, 2007). Sediment that contains excess ice also can be referred to as “ice-rich.” Commonly representing ice values between 15% and 50% and in some instances as high as 70-80%, ice-rich sediments are “thaw” sensitive and lose much of their mechanical strength when thermally destabilised (French, 2007). In turn, the volume of ground loss or thaw subsidence induced by thermal destabilisation is proportional to the amount of ice in ice-rich sediments. All other conditions being equal, the thermal destabilisation of sediments with an excess-ice value of 62%, for example, will engender a greater volume (and possibly depth of ground loss or subsidence) than would sediments representing an excess value of 50%.

Ice that is relatively pure, at least a few metres in thickness and expressing an average ice content of at least 250%, is defined as “massive” (French, 2007). Ice wedges, pingo ice-cores

and extensive beds of tabular ice are examples of massive ice. Each of these types of massive ice is commonplace within the region (Mackay, 1971, 1972; Washburn, 1973; Rampton, 1974, 1988). Some bodies of massive ice are thought to be buried glacial remnants of the late Pleistocene Laurentide ice sheet (French and Harry, 1990); others could be the product of intrasedimental processes such as segregation or intrusion (Dallimore and Wolfe, 1988; Mackay and Dallimore, 1992).

3.2.2.2 Thermokarst lakes

The Tuktoyaktuk Coastlands are dotted with thermokarst lakes (Fig. 3.4a) (Mackay, 1972). The term “thermokarst” can be understood in two ways, as a process or as a landform. As a process, thermokarst implies the slump, fall or subsidence of permafrost due to the thawing of in situ and near-surface ice-rich sediments or massive ice, the loss of structural integrity in the previously frozen soil column and, often, the localised pooling of meltwater at or near the thaw site (Washburn, 1973; Summerfield, 1991; Murton, 1996; French, 2007). As a landform, “thermokarst” refers to the karst-like depressions filled with meltwater that occur in ice-rich landscapes that have undergone thermal destabilisation (Washburn, 1973; Summerfield, 1991; Murton, 1996; French, 2007).

Some of the main characteristics of thermokarst lakes are the absence of raised rims, inward terraces or benches formed by periodic evaporation or drainage, coalescence in areas where disparate thermokarst lakes intersect, relatively flat floors and shallow depths ($\sim 1\text{--}15$ m) and elongate to circular shape (commonly 0.1–3.0 km in diameter), (Murton, 1996; French, 2007). Alases, at least those that occur in the Tuktoyaktuk Coastlands, are thermokarst lakes that have lost their water by evaporation or drainage (adapted from Washburn, 1973; French, 2007). When the loss of water is episodic or intermittent, inwardly-oriented terraces form and mark recessional stages of equilibria (Fig. 3.4b) (Soare et al., 2008; French, 2007).

Many of the lakes in the Tuktoyaktuk Coastlands are thought to have formed in a post-glacial warm-period known as the Holocene Thermal Maximum, between 13 ka and 8 ka (Mackay, 1992). During this period, the mean rise of regional temperatures deepened the active layer, thawing the upper reaches of the permafrost table (Marsh and Neumann, 2001). But as ice-rich permafrost shows a natural variance in the vertical concentration and horizontal distribution of ice-rich sediments, thermokarst lakes would have formed only where the thawed permafrost comprised excess ice or massive ice and was relatively close to the surface.

A peculiar and widely-observed characteristic of thermokarst lakes in the Tuktoyaktuk Coastlands is the common orientation of their long axes (Carson and Hussey, 1960; Rampton, 1988; Mikhail G. Grosswald and Lasca, 1999; Côté and Burn, 2002; Pelletier, 2005; French, 2007). Disparate processes have been invoked to explain this orientation : i.e. wind-driven currents (Mackay, 1956), regional topographic aspect (Pelletier, 2005) and glacial fluting (Rampton, 1988; Mikhail G. Grosswald and Lasca, 1999).

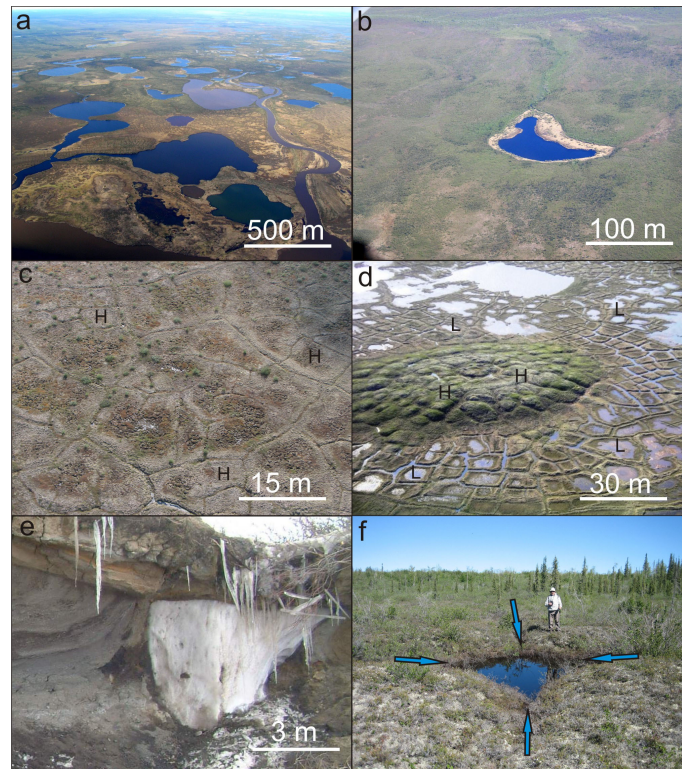


FIGURE 3.4 – Ice-rich permafrost is ubiquitous in the Tuktoyaktuk Coastlands. Thaw-freeze cycling of the ice-rich permafrost is largely responsible for the post-Pleistocene modification of the regional landscape. All of the sub-figures here are of landscape features in the Tuktoyaktuk Coastlands. (a) Thermokarst lakes dominate the region and, in some areas, show more surface coverage than land. (b) An alai. Note the occurrence of a circumferential bench or tier. This represents a high water boundary as water in the basin is lost. (c) Dry small-sized polygons with (H)igh centers (late spring). (d) Wet small-sized polygons (early spring). Many of them have (H)igh centers; some of them have (L)ow centers (image copied from nrcan.org). (e) Cross-section of polygons and the ice wedges that underlie them, as exposed by wave action and retrogressive thaw-slumping at Peninsula Point, south of Tuktoyaktuk. Note the vertical foliation in each of the ice wedges. As thermal contraction cracks re-open annually meltwater migrates into the cracks and then freezes in situ. The foliation marks the annual growth of the ice wedge much as rings mark the annual growth of a tree. Also, note the dips in the ground immediately above the ice wedges. These are polygon troughs. (f) Polygon-junction ponds, formed by the accumulation and ponding of seasonal meltwater or of meltwater associated with the thaw of ice-rich permafrost.

3.2.2.3 Small-sized (non-sorted) polygons and polygon networks

In cold-climate environments on Earth, small-sized and non-sorted polygons occur through a wide range of diameters. For example, the Tuktoyaktuk Coastlands are dotted by small-sized polygons that are ~5-25 m in diameter (Fig. 3.4c-d). In the Fosheim Peninsula of Ellesmere Island, Canada, small-sized polygons are ~30-60 m in diameter (Lewkowicz, 1999). Small-sized polygons, ~60-80 m in diameter, have been observed in the flood plains of the Yamal peninsula in Siberia, only to be surpassed in size by sea-terrace polygons in the region that are ~100 m in diameter (Kuzmin et al., 2002). Stratigraphically, small-sized polygons often are cross-cut by thermokarst lakes (Fig. 3.5); if and when thermokarst lakes lose their water by drainage or evaporation, they themselves may be cross-cut by a newer generation of small-sized

polygons.

In the Tuktoyaktuk Coastlands, many of the small-sized polygons are characterised by low centers and high margins or troughs (Fig. 3.4c-d). Some polygons display high centers, with water pooling in the topographically lower polygon-troughs (Fig. 3.4d). Most of the polygons occur in unconsolidated sediments, show no sorting of fine from coarse-grained sediments and are the end-product of thermal contraction processes (Black, 1952; Lachenbruch, 1962; Washburn, 1973; Plug and Werner, 2002; French, 2007).

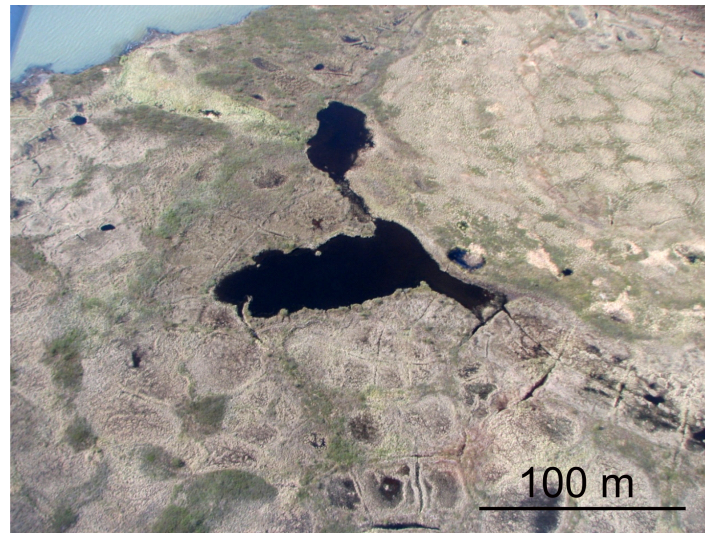


FIGURE 3.5 – Thermokarst lake cross-cutting small-sized polygons.

Thermal contraction cracks originate at the boundary between the active layer and the permafrost table, as this is the place where temperature differences are most extreme ; subsequently, cracking propagates upwardly and downwardly (Lachenbruch, 1962). The thermal-contraction process itself is induced by a severe and rapid drop of sub-zero ground temperatures (Lachenbruch, 1962; Kerfoot, 1972). Steep and sudden drops of temperature cause the tensile stress of the frozen ground to exceed its tensile strength, creating a small ground-crack (Lachenbruch, 1962).

In “wet” periglacial environments where surface snow accumulates and thaws seasonally, meltwater may migrate into these ground cracks and freeze, forming thin vertical-veins of ice (Lachenbruch, 1962). Filled with ice, the cracks will not close when seasonal temperatures rise and the surrounding permafrost begins to show compressive horizontal-stress. Subsequent iterations of cracking and infilling transform the ice veins into highly-foliated and much larger masses of wedge-shaped ice (Fig. 3.4e). Large (wide) ice wedges, possibly representing thousands of years of growth, sometimes are ~3-5 m deep and several meters wide (Lachenbruch, 1962; Plug and Werner, 2002). As ice-wedge systems mature and grow, they may form networks of consolidated polygons.

The raised shoulders or rims often associated with polygon margins are the result of compressive stresses warping or uplifting the ground around and above ice-wedges that are growing (or aggrading) (Lachenbruch, 1962). These polygons have an elevated rim or shoulder, sometimes ~1 m high, and a relatively low center (Lachenbruch, 1962; Plug and Werner, 2002; French, 2007). By contrast, when ice wedges thaw (degrade), the rims slump into troughs. Eventually, the relative height of the rims or troughs falls below that of the polygon centers, giving the polygons a distinctly “high-centred” appearance.

Primary frost-cracks develop essentially in a “random” pattern ; secondary cracks that intersect primary cracks tend to do so in an “orthogonal” pattern (Lachenbruch, 1962; Kerfoot, 1972). Polygon fields or networks that comprise consolidated primary and secondary cracks organised in this pattern are classified as “randomly orthogonal” in orientation (Lachenbruch, 1962). Sometimes, frost-crack or thermal-contraction polygons marginal to migrating river meanders or dried up lakes or ponds show patterns of development that are “orthogonally oriented” but not randomly so (Fig. 3.6) (Lachenbruch, 1962) : the orientation of these polygons is normal to or radial from basins that either are in movement or losing their water slowly, by evaporation or drainage. “Stress anisotropy,” horizontal disparities in stress (cracking or contracting conditions) induced by large horizontal temperature-differences, is thought to be responsible (Lachenbruch, 1962). This occurs when previously unexposed and wet sediments are exposed slowly, due to basin movement or water loss, to freezing temperatures and frost-cracking (Black, 1952; Lachenbruch, 1962; Kerfoot, 1972). Non-random orthogonally-oriented polygons could also be formed in response to systematic topographic relief, i.e. gravity effects (Black, 1952; Lachenbruch, 1962).

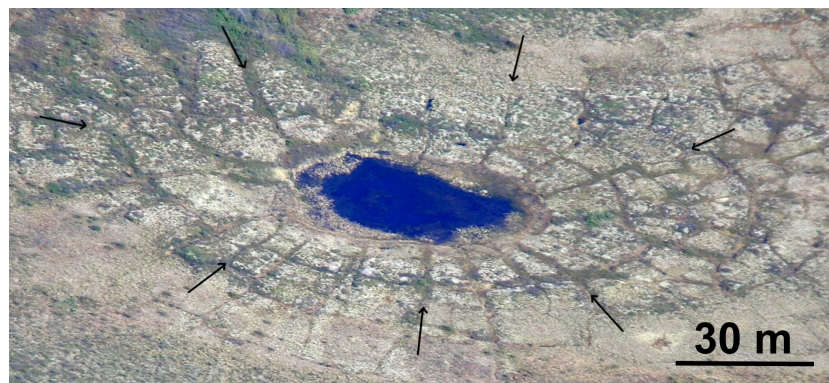


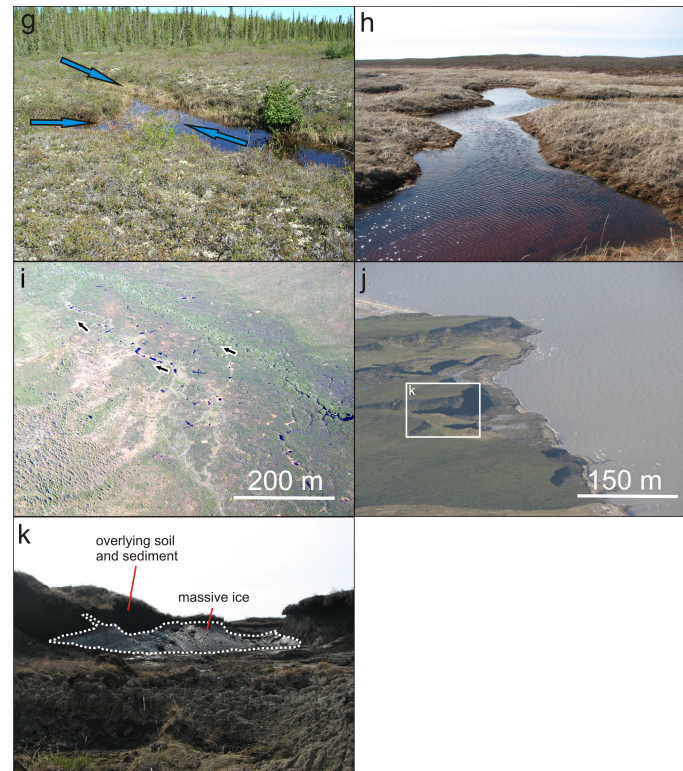
FIGURE 3.6 – Orthogonally-oriented polygons surrounding a largely-drained thermokarst-lake.

Although the formation of cracks by thermal contraction is commonplace in cold-climate environments, the presence of liquid water is not. In extremely cold and arid regions such as the Dry Valleys of the Antarctic, thermal-contraction cracks often are filled with wind-blown sand (Péwé, 1959; Sletten et al., 2003; French, 2007). The infilling of thermal contraction cracks by sand, mirroring the infilling of thermal contraction cracks by liquid water, prevents the cracks from closing when temperatures and compressive stresses in the surrounding frozen-ground rise (Péwé, 1959). Seasonal cycles of infilling and thermal-contraction cracking transform sand veins into sand wedges and, eventually, networks of sand-wedge polygons (Péwé, 1959).

In Beacon Valley, a dry Antarctic valley in southern Victoria Land, high-centred polygons have formed as the result of thermal contraction cracking and the coeval sublimation of buried glacier-ice surrounding the cracks (Marchant et al., 2002). Here too, sand fills cracks formed by thermal contraction. But unlike the simple model of sand-wedge formation discussed above, these cracks penetrate three different surface and near-surface horizons : a weathered clast-supported diamiction or surface drift comprising gravels and cobbles ; a non-weathered matrix-supported diamiction >25% striated clasts in the 16 mm fraction ; and, stagnant glacial ice that may be Miocene in origin (Marchant et al., 2002).

Repeated thermal-contraction cracking induces the fall of loose surface-sand into cracks, which reach the underlying ice, and the formation (by passive sorting) of a gravel and cobble lag directly above the sand in polygon troughs (Marchant et al., 2002). The preferential sorting or separation of sand from lag in the cracked ice is thought to engender the sublimation

of the ice marginal to the crack and, subsequently, the deepening of the overlying trough as the underlying ice continues to sublimate (Marchant et al., 2002). As these sublimation polygons mature or aggrade, they acquire an increasingly high-centred and relatively low-trough appearance (Marchant et al., 2002; Sletten et al., 2003).



Suite de la figure 2.4

(g-i) In some instances, thermal and mechanical (lacustrine wave-action) erosion induce the channelization of troughs and the onset of a rudimentary/small-scale fluvial system. (h) Note the aligned orientation, which is thought to be the product of topography or wind. (j) Retrogressive thaw-slumps. As periods of open water lengthen in response to regional rises of mean temperature, thaw slumps are becoming increasingly common in the Tuktoyaktuk Coastlands. (k) A ground view of the thaw-slump outlined by the black box in j. A facade of freshly exposed massive ice is prominent in the background. Slump material is prominent in the foreground.

3.2.2.4 Polygon-junction and polygon-trough ponds

As noted above, high-centred polygons are commonplace in the Tuktoyaktuk Coastlands and may show marginal troughs filled with meltwater; the meltwater is derived from annual snowmelt or (underlying) ice-wedges and (marginal) ice-rich permafrost that have thawed (French, 2007). On occasion, this meltwater collects at trough junctions or within the troughs themselves and forms a small pond (Fig. 3.4f-i) (French, 2007). Due to the high specific heat capacity (c) (4810 kJ/kg-K) and thermal conductivity (k) (0.605 W/m K) of water, the occurrence of polygon-junction ponds in and of itself promotes the degradation of underlying ice wedges and marginal ice-rich permafrost (Wan Bun Tseung and Soare, 2006). Moreover, as the volume of pondwater increases, so does the competence of thermal and mechanical forces to erode the pond margins; ongoing bank retreat can transform small polygon-junction ponds into much larger thermokarst lakes. If the juncture ponds lose water by drainage or evaporation, empty juncture-pits or -basins may be left in their wake.

3.2.2.5 Active-layer detachments and retrogressive-thaw slumps

The Tuktoyaktuk Coastlands and other periglacial regions are dominated by near-surface ground-ice and are particularly sensitive to landscape modification by thaw-related processes and meltwater migration, principally active-layer detachments and retrogressive thaw-slumps (Lewkowicz, 1990; French, 2007; Lantz and Kokelj, 2008; Plug et al., 2008).

Active-layer detachments are a type of shallow-slope or low-gradient landslide. They occur in response to exceptional increases of soil moisture within an active layer and cause the detachment of the active layer from the permafrost table underlying it. Increases of soil moisture could be produced by a rapid spring-thaw and/or excessive snow-melt, particularly intense summer precipitation, or permafrost thaw linked to general rises of mean regional-temperature (Lewkowicz, 1990; Harris and Lewkowicz, 1993; French, 2007; Plug et al., 2008). These conditions increase pore-water pressure in the active layer and the accumulation of meltwater at the permafrost table ; in turn, this generates a basal layer with very low frictional-strength and facilitates the detachment of the active layer from the permafrost table (Harris and Lewkowicz, 1993).

Morphologically, active-layer detachments comprise a scar zone, a field of isolated blocks and a depositional area where the main portion of the slide mass (detachment) comes to rest (Harris and Lewkowicz, 1993). In the Tuktoyaktuk Coastlands and other regions of continuous permafrost, the active layers are shallow ; thus active-layer detachments also are shallow, rarely exceeding v1 m of depth (Lewkowicz, 1990; French, 2007).

Retrogressive thaw-slumps are a type of rotational landslide. Morphologically, they are characterised by steep headwalls, where ground or massive ice may be exposed (Fig. 3.4j), and a low gradient footslope or floor, where slump-material settles (Fig. 3.4k) (Mackay and Slaymaker, 1989; Murton, 2001; Lantuit and Pollard, 2008; Kokelj et al., 2009). When multiple or episodic thaw-slumps occur within the same basin, backwardly-leaning tiers or ridges parallel to the slump headwall or scarp may form on the slump floor (Varnes, 1978; Mackay and Slaymaker, 1989).

Thaw slumps occur inland and coastally. Inland slumps are initiated by the thermal and mechanical forces of erosion associated with river-bank migration or thermokarst lake-edge growth ; coastal slumps (principally within 100 m of the coastline) are induced by the undercutting of unconsolidated basal-sediments by wave and ice-push erosion (Mackay and Slaymaker, 1989; Hill, 1999; Burn, 2000; Lantz and Kokelj, 2008; Kokelj et al., 2009). If triggering mechanisms remain active, and either ground or massive ice are present consistently throughout the areas of thermal or mechanical disturbance, then headwall ablation or backwearing occur (Lantuit and Pollard, 2008; Lantz and Kokelj, 2008).

Thaw slumps up to several hectares in area have been observed and are not uncommon in the Tuktoyaktuk Coastlands (Kokelj et al., 2009). In a single summer, headwall retreats of up to ~ 10 m have been measured on the coast of Banks Island, to the north of the Tuktoyaktuk Coastlands (Kokelj et al., 2009). Slightly lower values of ~ 7 m per annum over fifty years have been measured at Peninsula Point, a coastal exposure of massive ice ~6 km southwest of Tuktoyaktuk (Fig. 3.4j). Both sites are noted for being high energy environments where wave action plays an important role in initiating and/or maintaining erosion and slumping (Lantuit and Pollard, 2008; Lantz and Kokelj, 2008).

Rises of mean air and ground temperature over the last few decades have substantially increased the number of thaw-days in the Tuktoyaktuk Coastlands (Canada, 2007). Consequently, the exposure of inland or coastal land masses to the forces of aqueous erosion has been amplified ; the occurrence of thaw-related landscape-modification also has risen significantly (Lantuit and Pollard, 2008; Lantz and Kokelj, 2008; Plug et al., 2008; Kokelj et al., 2009).

3.2.3 Utopia Planitia : geological evidence of an ice-rich landscape

3.2.3.1 History of the region and a periglacial landscape assemblage

The northern “lowlands” or plains of Mars comprise roughly one-third of the planet’s surface area. Plains’ material is smooth, lightly cratered and relatively young, having undergone volcanic resurfacing during the Noachian period (Smith et al., 1999) and is thought to have been modified extensively by circum-Chryse discharges in the late Hesperian or early Amazonian period (Tanaka et al., 2005). By contrast, the southern “highlands” show an old, densely cratered surface that dates back to the period of heavy bombardment (Hynek and Phillips, 2001).

Utopia Planitia (Fig. 3.7) - centred at $\sim 49.68^\circ\text{N}$, $\sim 118^\circ\text{E}$ - is one of three major topographic basins in the lowlands; the other two are Borealis and Isidis (Tanaka et al., 2005). Noachian-aged impact structures underlie each of them (McGill, 1989; Thomson and Head, 2001). The basins or plains are covered largely by the Vastitas Borealis Formation (VBF) (ABvi Fig. 3.7) (Kreslavsky and Head, 2002a; Tanaka et al., 2005). The VBF is thought to be the sublimated or desiccated residue of the circum-Chryse discharges (Kreslavsky and Head, 2002a; Tanaka et al., 2005). In turn, volcanic deposits associated with the Elysium Formation of the early-Amazonian period overlie the eastern reaches of Utopia Planitia (AEta Fig. 3.7) (Kreslavsky and Head, 2002a; Tanaka et al., 2005). Regional remnants and pockets of icy mantles, possibly the result of late-Amazonian polar and circum-polar processes, also have been observed in Utopia Planitia (Kreslavsky and Head, 2002a; Tanaka et al., 2005; Madeleine et al., 2007; Costard et al., 2008). One of these regions or geological units is Astapus Colles (ABa, $\sim 38\text{--}48^\circ\text{N}$, $\sim 70\text{--}90^\circ\text{E}$ Fig. 3.7) (Tanaka et al., 2005).

A recent model linking changes in late-Amazonian obliquity to the atmospheric transportation and deposition of dusty ice in the northern mid-latitudes identifies ABa as a region where such a mantle would have accumulated (Madeleine et al., 2007; Costard et al., 2008). Interestingly, the region also falls within the reach of a global band of mantle material thought to occur between $\sim 30\text{--}55^\circ\text{N}$ (Mustard et al., 2001; Milliken et al., 2003; Tanaka et al., 2005).

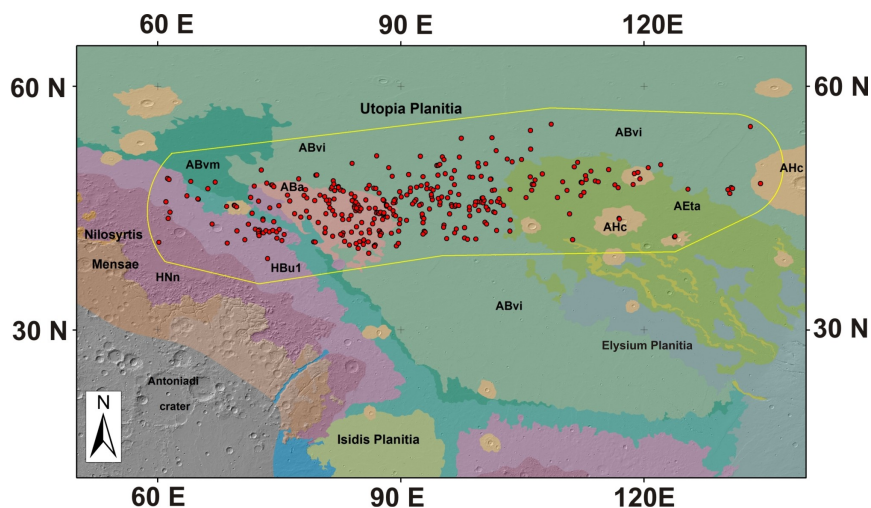


FIGURE 3.7 – Map of Utopia Planitia showing the distribution of MOC images containing small-sized polygons and thermokarst-like features (scalloped depressions and polygon-trough/-junction pits). The image was created using 128 ppd MOLA data overlying a Viking hillshade background image and a portion of the Geological Map of the Northern Plains of Mars (Tanaka et al., 2005). Note that these features occur well beyond the area of the ABa and cross-cut most of the VBF marginal units in the region.

Landforms showing traits consistent with a periglacial and possibly a “wet” or thaw-related origin have been widely reported in the ABa region (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2007, 2008; Soare and Osinski, 2009). However, our recent work (Soare and Osinski, 2009) has shown that the occurrence of these landforms extends beyond the margins of the ABa and, in fact, is associated with a geological unit that underlies and predates the ABa.

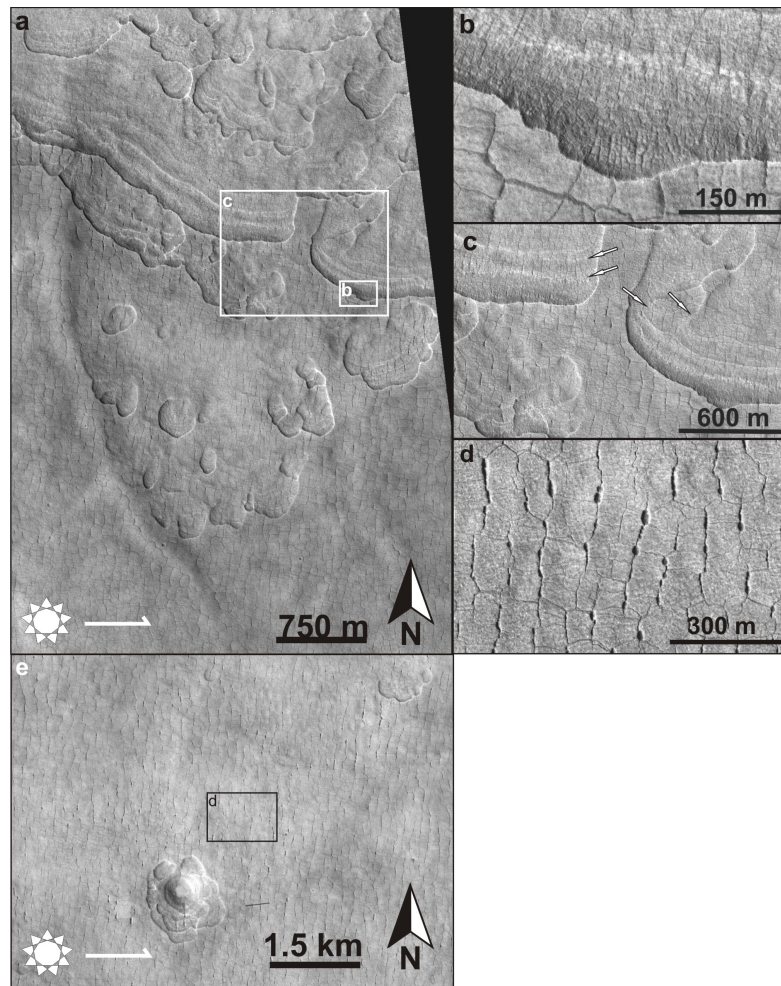


FIGURE 3.8 – Assemblage of possible periglacial-features in Utopia Planitia. The image is centered at 44.7° N, 88.5° E (image and sub-frames from HiRISE image PSP_002070_2250, NASA/JPL/University of Arizona). (a) Flat-floored and sometimes scalloped depressions that share characteristics of form, scale and possible origin with terrestrial alases (Soare et al., 2007, 2008). (b) Polygonally patterned-ground at different scales : larger polygons ($D > 25$ meters) on plains surfaces ; smaller polygons ($D < 10$ m) on depression floors. Note the truncation and cross-cutting of the polygons by the depressions figures 3b and 3c. (c) Inwardly-oriented (and brightly coloured) benches or tiers near the southern margin of the depressions. (d) Polygon-junction and polygon-trough pits (HiRISE image PSP_001582_2245, 44.4°N, 86.4°E.) ; in Utopia Planitia these features consistently show a pattern of orientation often associated with periglacial landscape-modification in the Tuktoyaktuk Coastlands and other regions where ponded surface water and ice-rich permafrost abound (Carson and Hussey, 1960; Mikhail G. Grosswald and Lasca, 1999; Coté and Burn, 2002). (e) landscape context of 3d.

The landforms include : a) flat-floored (thermokarst-like) depressions absent of raised rims

(Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009; Seibert and Kargel, 2001; Séjourné et al., 2011a); b) tiered or slump-like (thaw) features within the depressions (Lefort et al., 2009); c) small-sized polygonally-patterned ground (perhaps underlain by ice wedges) (Seibert and Kargel, 2001; McBride et al., 2005; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008); and d) polygon-junction pits (Fig. 3.8a-e) (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2010).

3.2.3.2 Scalped depressions and possible slump features

Depressions that are circular to elliptical, relatively flat-floored, lack raised rims and display lobate, sometimes scalloped, margins dot the landscape in Utopia Planitia (Fig. 3.8a-c,e) (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2011a). They range in size from tens to hundreds of metres in diameter (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2011a) and cover an area of $\sim 2.10^6$ km² between ~ 240 - 280° W ($\sim 80^\circ$ - 120° E) and ~ 40 - 55° N (Fig. 3.7) (Soare et al., 2008).

The depressions are ubiquitous throughout the inter-crater plains of the region as well as on the floors, walls, rims and ejecta structures of impact craters (Soare et al., 2007, 2008). Many of the depressions are oriented along a north-south axis and show a consistent loss of elevation on a scale of tens of meters along this axis (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2011a). Within the depressions themselves, the north-facing slope is steeper than the south-facing slope (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2011a); large depressions are deeper than small ones, with the deepest ones reaching ~ 80 m of elevation (Morgenstern et al., 2007).

Sometimes, bright step-like ridges radiate inwardly from the southern margin or headwall of the depressions to the floors of the depression (Fig. 3.8a-c) (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2008; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2011a). On the basis of their HiRISE digital elevation map, Lefort et al. (2009) surmise that the ridges are topographically asymmetrical; the ridges that face the equator are shorter and steeper than the ridges that face the northern pole.

3.2.3.3 Small-sized (non-sorted) polygons and polygon networks

Networks of small-sized polygonal patterned-ground are widespread in Utopia Planitia (Mellon, 1997; Seibert and Kargel, 2001; Yoshikawa, 2003; Soare et al., 2007; Levy et al., 2009b), as they are in other mid- to high-latitude regions of Mars (Pechmann, 1980; Lucchitta, 1981; Mellon, 1997; Seibert and Kargel, 2001; Kuzmin et al., 2002; Levy et al., 2010a).

By convention, workers classify polygons as small when their diameters are $\lesssim 250$ m; this is based on the assumption that small-sized polygons are formed by thermal contraction (Pechmann, 1980; Lucchitta, 1981; McGill and Hills, 1992; Mellon, 1997; Seibert and Kargel, 2001). Polygons are defined as large when their diameters are $\gtrsim 250$ m (often kilometres) in diameter (Pechmann, 1980; McGill and Hills, 1992; Hiesinger and Head, 2000; Buczkowski and McGill, 2002); this follows from the calculation that thermal-contraction processes cannot be scaled up sufficiently to form polygons of this size and that other larger scale processes must be at work (Pechmann, 1980; McGill and Hills, 1992; Hiesinger and Head, 2000; Buczkowski and McGill, 2002).

Small polygons occur on the floors and walls of impact craters, within and adjacent to scalloped depressions and polygon-junction pits (discussed below) and on the inter-crater plains. Polygon shape is irregular ; some polygons are rectangular ; others are hexagonal. Sometimes, polygons inside the depressions show a low-centre morphology and ridges at the polygon margins ; in other instances, a high-centre morphology is observed (Fig. 3.9) (Levy et al., 2009b; Séjourné et al., 2011a).

3.2.3.4 Polygon-junction and polygon-trough pits

Small pits that occur at the junction of polygon cracks or troughs or within the troughs themselves are commonplace in Utopia Planitia (Fig. 3.8d-e) ; they have been observed widely within the scalloped depressions and independently of them in the surrounding plains (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009).

The pits are circular to elliptical and exhibit long-axes that vary in size from tens to hundreds of meters ; they tend to be oriented in a north-south direction (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2010). Using a simple trigonometric formula (modified from Wyrick et al., 2004) an approximate depth of $\sim 4\text{--}5$ m was calculated for the broadest, deepest pit in Fig. 3.8c, which is ~ 15 m across. Depths of the other pits would be comparable or slighter. Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data was not used because the mean diameter of the pits is smaller than the ~ 100 m horizontal accuracy of individual MOLA points (Neumann et al., 2001).

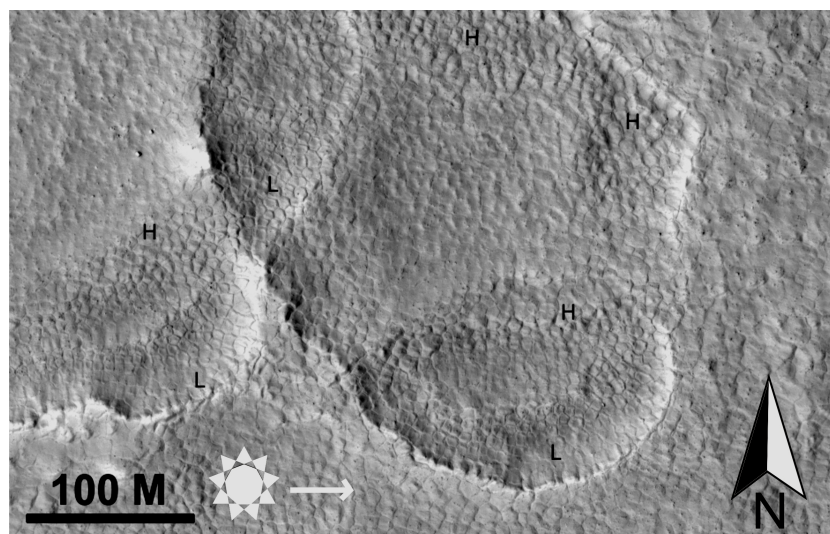


FIGURE 3.9 – Small-sized polygons inside scalloped depressions (polygon diameter ~ 5.8 m). Some of the polygons show small radial ridges and (L)ow centers ; other show no ridges and (H)igh centers (HiRISE image PSP_009163_2270, NASA/JPL/University of Arizona).

3.2.4 Comparing landscape modification by “wet” or “dry” periglacial processes in Utopia Planitia

3.2.4.1 The Tuktoyaktuk Coastlands : A Possible Landscape Analog

At the middle latitudes of Utopia Planitia, stable and widespread deposits of ice-rich regolith to tens of meters of depth may occur within one or two metres of the surface (Mellon and

Jakosky, 1995). Landscape features, whose form, scale, general appearance and spatial proximity are consistent with landscape assemblages in the ice-rich permafrost of the Tuktoyaktuk Coastlands (as well as in Siberia), have been widely observed in the region (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2007, 2008; Soare and Osinski, 2009).

On Earth, these landscape assemblages are uniquely associated with thaw-freeze cycling and the intermittent presence of liquid water at or near the surface. With regard to the Martian landforms, no consensus exists as to whether their origin and development involves thaw-freeze cycling and the intermittent presence of liquid water at or near the surface. Liquid water is not currently stable at the Martian surface where low temperatures and atmospheric pressure are below the triple point of water (Richardson and Mischna, 2005). However, transient conditions above the triple point do allow liquid water to be meta-stable for short periods of time in some places at the surface, even today (Haberle et al., 2001; Hecht, 2002; Richardson and Mischna, 2005).

On Earth, the origin and evolution of landscape assemblages involving liquid water and multiple thaw-freeze cycles can occur rapidly. Within ten years of a thermokarst lake having been drained artificially in the ice-rich Tuktoyaktuk Coastlands, small-sized polygons, thaw pits and even pingos (perennially ice-cored mounds) began to form (Mackay, 1999). Landscape modification at this temporal resolution lies far below that which is usually associated with Mars Global Climate Models (Forget et al., 2006; Madeleine et al., 2007). If finely-resolved solutions, not very different from those associated with assessments of transient water-stability today, were to be developed for very short increments of time in the late Amazonian period, then boundary excursions above the triple-point of water and consistent with thaw-freeze cycling might be identified.

The stratigraphical relationships between small-sized polygons and the flat-floored depressions in Utopia Planitia are as suggestive of the periglacial assemblages in the Tuktoyaktuk Coastlands as are the morphological resemblances between these landforms in Utopia Planitia and the Tuktoyaktuk Coastlands. For example, in Utopia Planitia the flat-floored depressions cross cut small-sized polygons. In turn, some small-sized polygons cross cut the flat-floored depressions (Fig. 3.8a-c). This indicates that two separate periods of polygon evolution occurred : before and after the depressions formed. Similarly, in the Tuktoyaktuk Coastlands thermokarst lakes commonly cross cut small-sized polygons (Fig. 3.5) ; if the lakes lose their water by drainage or evaporation, they may be cross-cut by a newer generation of small-sized polygons.

The polygon-junction or -trough pits that overprint some depressions and are commonplace throughout the plains, even where the depressions are absent, could be geological markers of water. The pits exhibit a shared and preferred orientation, just like the oriented lakes of the Tuktoyaktuk Coastlands. In periglacial environments on Earth, the shared and preferential orientation of the troughs would delineate two things : the antecedent presence of pooled water in a small thaw-basin constrained by permafrost and, the preferential modification of the basin morphology by aeolian processes (Soare et al., 2005a).

In the Tuktoyaktuk Coastlands polygon-juncture or -trough ponds often evolve into larger thermokarst lakes. But unlike the Tuktoyaktuk Coastlands, where intermediate or transitional landforms mark the evolution of juncture ponds to thermokarst lakes, transitional landforms linking the small polygon-juncture or trough pits in Utopia Planitia and the much larger scaled depressions of the region have not been observed. We suggest that the polygon-juncture or -trough pits of Utopia Planitia are small-scale basins whose pooled water was lost through evaporation or sublimation before the transition to a larger scale basin could take place. Thus, the observed pits could be in situ relicts of thermokarst processes left in an immature stage of

development when thaw-tolerant boundary conditions changed.

Many of the scalloped depressions show polygons that have an orthogonal orientation, from the poleward headwall or margin of the depressions to the depression floors, and inwardly-oriented ridges (Soare et al., 2007, 2008). In terrestrial “wet” permafrost environments such as the Tuktoyaktuk Coastlands, these two characteristics point to the episodic or intermittently slow loss of basin water by drainage or evaporation.

Within the planetary science community there is also widespread agreement that the formation of small-sized polygons in the middle latitudes of Utopia Planitia is the work of thermal contraction and related processes (Mellon, 1997; Seibert and Kargel, 2001; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009a,b; Séjourné et al., 2011a). In regions of near-surface ice-rich permafrost such as the Tuktoyaktuk Coastlands, thermal-contraction polygons often are underlain by ice wedges.

However, this need not be the case in Utopia Planitia. As discussed above, the formation of cracks and consolidated networks of small polygons by thermal-contraction and related processes in permafrost environments on Earth is triggered by the sharp loss of sub-zero temperature at or near the surface of frozen ground. The infilling of cracks by meltwater is not a necessary condition of the polygon-formation process. In extremely cold and arid regions such as the Dry Valleys of the Antarctic small-sized polygons are ubiquitous although liquid water generally is absent from the surface and near-surface environment (Marchant et al., 2002). Sand, not meltwater, fills cracks and form sand wedges ; in turn, these cracks consolidate and form networks of small-sized, sand-wedge polygons (Marchant et al., 2002). Similarly, the small-sized polygons of Utopia Planitia could be underlain by sand or other wind-blown materials.

3.2.4.2 Sublimation as an agent of landscape modification in Utopia Planitia

Intriguing as the geological mutualism of the thermokarst lakes, alases and ice-wedge polygons in the Tuktoyaktuk Coastlands may be, applying this mutualism to Utopia Planitia and using the ice-rich landscape of the Tuktoyaktuk Coastlands as a Mars analog is not without deficiency or risk.

In the northern hemisphere of Mars there are three principal locations where the minimum requirements for the presence of transient liquid water currently are satisfied each Martian year, if ever so briefly : the plains of Amazonis, Arabia Terra and Elysium (Haberle et al., 2001). In all other areas, current conditions of pressure and temperature on Mars generally are inconsistent with the stability of liquid water, at or near the surface (Richardson and Mischne, 2005) and, consequently, with significant landscape modification by thaw-related cycles. This compares poorly with the Tuktoyaktuk Coastlands, where meltwater is abundant and thaw-freeze related landforms are widespread.

Against this geological backdrop, the formation of small-sized polygons by a combination of thermal contraction cracking, the passive sorting of a gravel and cobble lag and the sublimation of near-surface massive or excess ice, seems to comprise a better fit with current Martian conditions than modification by the thaw-freeze cycling of liquid water (Marchant et al., 2002; Levy et al., 2009a,b).

Sublimation can also explain the formation of the flat-floored or scalloped depressions in Utopia Planitia (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2011a). The process is thought to be initiated in areas of near-surface ice-rich regolith where slight hummocks or depressions show relatively heightened temperatures (possible during periods of relatively

low obliquity) on their equator-facing slopes ; heightened temperatures induce preferential sublimation on the poleward slopes (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Preferential sublimation engenders a flat-floored and topographically asymmetric depression with a progressively retreating gentle rise and a steeper pole-facing scarp (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009).

By contrast, the poleward inner ridges or tiers might have been formed at high obliquity, when poleward scarps show relatively heightened temperatures and, possibly, an enhanced poleward loss of ice-rich scarp material (Lefort et al., 2009). Individually, the inner ridges could be indicative of episodic or intermittent “thaw slumps” (Lefort et al., 2009).

3.2.5 Utopia Planitia : through the analogical looking glass of the Tuktoyaktuk Coastlands

It would be unreasonable to assume that unambiguous answers to all geological questions about a Martian landscape can be gained through the lens of any one terrestrial analog. This having been said, we believe that using the ice-rich landscape of the Tuktoyaktuk Coastlands as a possible “wet” periglacial analog of late Amazonian landscapes in Utopia Planitia can extend our geological understanding of that Martian region beyond its current grasp.

First, the enigmatic landforms of Utopia Planitia share traits of form, scale, general appearance and spatial proximity with a complex of landforms created in ice-rich permafrost by thaw-freeze cycles in the Tuktoyaktuk Coastlands. By contrast, the “dry” hypothesis invoked to explain the origin and evolution of the Martian landforms is informed largely by the origin and evolution of one landscape feature in the Antarctic, sublimation polygons.

The absence of an integrated terrestrial (analog) landscape comprising small-sized polygons, flat-floored depressions and polygon-trough or -junction pits in a “dry” periglacial environment need not obviate or even undermine the theoretical possibility of this happening on Mars in the late Amazonian period. But in as much as geological hypotheses and interpretations are or can be derived from or crafted by observation, the unique similarities exhibited between the putative periglacial assemblages of Utopia Planitia and the “wet” thaw-freeze landscape of the Tuktoyaktuk Coastlands are noteworthy.

Second, the stratigraphical relationships between small-sized polygons and flat-floored depressions in Utopia Planitia are mirrored in the Tuktoyaktuk Coastlands. In cold but “dry” permafrost environments such as the Antarctic Dry Valleys, neither the cross-cutting of karst-like depressions by small-sized polygons, the overprinting of these depressions by small-sized polygons nor the close spatial-association of the two landscape features have been observed. Once again, this need not undermine the possibility of “dry” processes forming a “wet”-like landscape on Mars. It does, however, raise questions about the analogical value of the Antarctic Valleys in trying to understand the formation of the putative periglacial-assemblages of Utopia Planitia.

Third, some of the depressions show ~ 80 m of depth (Morgenstern et al., 2007). If, as is generally accepted by workers on both sides of the debate, the depressions formed in ice-rich regolith that has undergone thermal destabilisation and been evacuated of its water-ice (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009; Zanetti et al., 2010; Séjourné et al., 2011a), then depression depths could mark the antecedent reach of water-ice in the regolith column. But a depth of ~ 80 m is almost an order of magnitude beyond the furthest reach of “downward” diffusive-transport for any obliquity-driven solution in the middle latitudes of Mars (Mellon and Jakosky, 1995; Mellon et al., 2009).

Clifford (1991) proposed that a thick bed of ice-rich sediments could be created by “upward” diffusive-transport from a deeply-seated groundwater table ; however, his hydrological calculations pertain to the evolution of the early Martian crust, to thermal gradients that could have been 3-5 times greater in the past than today and to the initial emplacement of Martian ground ice (Clifford, 1991). These parameters, on temporal and geological grounds, are inconsistent with the formation of near-surface, albeit relatively deep, ice-rich and relatively youthful regolith.

If vapor-diffusion, be it downward or upward, is not responsible for the occurrence of ice-rich regolith to tens of metres of depth in the middle latitudes of Utopia Planitia, then perhaps the possibility of buried bodies of tabular ice ought to be considered (Costard and Kargel, 1995; Schorghofer, 2007). Schorghofer (2007) suggests that dirty or dusty ice sheets, comprised of 85% ice and 15% dust, could have formed quite recently at the Martian middle latitudes by means of atmospheric precipitation ; subsequently, as boundary conditions changed and some of the ice closest to the surface ablated, a dessication lag would have been formed above the remaining ice, protecting it from further sublimation by burial. Loosely constrained, this hypothesis underpins the analogical connexion between small-polygon formation in the Dry Valleys of the Antarctic and the formation of the presumed periglacial landscape of Utopia Planitia (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009a,b). As of yet, data consistent with the presence of buried tabular ice in Utopia Planitia has not been reported in the literature.

Fourth, in a number of important ways the lag produced by the hypothesised sublimation of an icy mantle in Utopia Planitia differs from the lag associated with the formation of sublimation polygons in the Antarctic. For example, the Dry Valley lag comprises poorly sorted glacial diamicton and volcanic ash-fall (Marchant et al., 2002), not a dust fraction of atmospherically-emplaced and sublimated ice. The grain-size of dust would have to be extraordinarily high, so high that the material could no longer be classified as dust, for a lag comparable to the cobble-gravel lag that overlies the Dry Valley sublimation-polygons to form. If the separation or sorting of a large-grained lag from the sand underlying it is essential to creating conditions consistent with the sublimation of near-surface ice in the Dry Valleys, then the absence of a similarly large-grained lag in Utopia Planitia would seem to obviate the possibility of polygons forming by sublimation-related processes.

The fraction of dust in the dusty-ice mantle also would have to be extraordinarily high, perhaps much higher than the ~15% suggested by Schorghofer (2007), in order to replicate the thickness of the Antarctic lag and its role in promulgating sublimation. On the other hand, as the thickness of a lag formed by icy dust would be proportional to the thickness of the icy mantle whence it is derived, a very thick mantle could generate a relatively thick lag. Unfortunately, a detailed discussion of ice-sheet depth to lag ratios is absent from the literature, making it difficult to evaluate the sublimation hypothesis on this front.

Fifth, the near-surface soil profile in the Dry Valleys where the sublimation polygons form clearly shows the separation of lag from sand and buried ice (Marchant et al., 2002). By contrast, the walls of the scalloped depressions exhibit regolith to tens of meters of depth but show no stratigraphy consistent with the sorting or segregation of ice from lag. Perhaps this is to be expected as surface ice is not stable at these latitudes under current conditions. Consequently, when and if ice-rich sediments are exposed, the ice sublimates or recedes and becomes covered by a lag. The lag could comprise an admixture of sand, regolith or dust, liberated from the ice-rich sediment by sublimation, or by slump material originating above the region of sublimation in the regolith column. Still, if Lefort et al. (2009) are correct in identifying the inward-oriented ridges of the flat-floored depressions as markers of episodic thaw-slumps, slump scars should be visible at or closed to the top of the poleward scarps or margins of the depressions (cf. Balme

and Gallagher, 2009). Heretofore, no slump scars headward of the inward-oriented ridges have been reported.

Sixth, the inward-oriented ridges that occur in the flat-floored depressions show characteristics that are inconsistent with processes uniquely related to ice loss by sublimation. As discussed above, terrestrial thaw-slumps occur in response to one of two general conditions : 1. basal erosion that undercuts the stability of unconsolidated sediments in ice-rich slopes ; or, 2. the thermal and mechanical forces of erosion associated with river-bank migration or thermokarst lake-edge growth encroaching upon previously frozen, ice rich and unconsolidated sediments.

Repeated periods of highly preferential sublimation could, possibly, induce the loss of mechanical integrity at the base of the steep poleward scarps and engender the episodic formation of multiple ridges on the floor of the depressions. However, the morphology of the ridges highlighted by the Digital Elevation Model of Lefort et al. (2009) is suggestive of a rotational slide. On Earth, a rotational slide is indicative of mass movement along a lubricated slip plane or surface that has a distinctly concave-up appearance (Summerfield, 1991). Invariably, the lubricant is water. Curiously, Lefort et al. (2009) cite sublimation as the process responsible for the origin of the ridges, despite noting that ridge morphology is suggestive of “thaw” slumps, and fail to explain how the loss of mechanical integrity by “dry” processes can engender mass movement reminiscent of “wet” based rotational slides.

3.2.6 Discussion and conclusion

Using the Tuktoyaktuk Coastlands as an analogical backdrop of understanding, we have shown that the origin and development of the enigmatic landforms of mid Utopia Planitia could be linked to thaw-freeze cycling and the occurrence of liquid water at or near the regolith surface.

We have also have suggested that the “dry” hypothesis associated with the formation of small-sized polygons in the Antarctic Dry Valleys is not necessarily exportable to the Martian context. First, the “dry” hypothesis is informed largely by the origin and evolution of one landscape feature in the Antarctic, sublimation polygons.

By contrast, the putative periglacial-landscape of Utopia Planitia mirrors many of the key characteristics associated with the thaw-freeze driven landscape of the ice-rich Tuktoyaktuk Coastlands. On analogical grounds, these common characteristics could be indicative of an origin and of subsequent development rooted in a “wet” environment.

In as much as the enigmatic Martian landforms can be viewed as a coherent landscape-assemblage underpinned by thaw-freeze cycling, equifinality poses less of a threat to the “wet” hypothesis than to the “dry” one, as the latter is derived of one landscape feature alone.

Second, the mechanism associated with transforming dusty surface-ice into a near-surface ice-rich regolith is poorly constrained by current hypotheses. In and of itself, this point does not undermine the “dry” hypothesis in the Martian context. It does, however, highlight the extent to which the hypothesis is not entirely satisfying.

Moreover, if the origin and development of the Martian landscape-assemblage need not require long-term boundary conditions above the triple point of water, then perhaps the “wet” hypothesis is not as implausible as some workers have proposed.

Intriguingly, both the defenders of the “wet” and “dry” hypotheses agree that the formation of putative periglacial features in Utopia Planitia requires the antecedent presence of ice-rich regolith at or near the surface.

Regardless of whether the landforms of Utopia Planitia are rooted in “wet” or “dry” periglacial processes, we propose that the emplacement of the ice-rich regolith itself could have occurred only as the result of freeze-thaw cycling of surface or near-surface water to depth. We have shown that neither the downward nor upward diffusion of water vapour can engender the formation of ice-rich regolith to tens of metres of depth. The hypothesised formation of deep ice-rich regolith and its sublimation-driven separation from a surface lag is fraught with conceptual difficulties. Buried tabular ice has not been reported in the region and, in any case, periglacial assemblages on Earth of the type putatively identified by us in Utopia Planitia have yet to be identified in conjunction with glacial processes.

Heretofore, much of the geological discussion concerning the putative periglacial-landscape in Utopia Planitia has focused on whether “wet” or “dry” processes are responsible for its origin and development. We propose that equal attention be paid to questions concerning the origin of the ice-rich regolith itself, as the potential answers could be much less ambiguous and, possibly, much more surprising than those who attend questions concerning the origin of the landscape features themselves.

3.2.7 Acknowledgements

We thank the Aurora Research Institute, the Inuvialuit Land Administration, the Hunters and Trappers Associations of Inuvik and Tuktoyaktuk, N.W.T. and the Environmental Impact Screening Committee for the issuance of our field licenses. A special word of gratitude must be extended to James Pokiak and Robin Felix for their warm and insightful assistance in the field.

We also thank the MOC, THEMIS, and HiRISE teams for the excellent imagery without which this study would not have been possible. The comments made and revisions suggested by two anonymous reviewers were invaluable in helping us improve the quality of the final ms.

3.3 Discussion complémentaire

3.3.1 Utopia Planitia, un paysage périglaciaire analogue aux régions de l'Arctique à pergélisol riche en glace

A partir de notre étude, il apparaît que les modelés périglaciaires d'Utopia Planitia sont intégrés dans un ensemble de modelés. L'ensemble de ces modelés ("scaloped depressions", polygones, cavités à la jonction des polygones) est similaire en morphologie, taille et association spatiale à celui de Tuktoyaktuk (lacs thermokarstiques, polygones, mares à la jonction des polygones) (cf. section 3.2.5), à la différence de l'Antarctique où un seul modelé (les polygones de sublimation) est similaire à ceux d'Utopia Planitia (polygones).

Ainsi, nous pensons que l'analogie la plus adéquate afin de caractériser l'évolution d'Utopia Planitia est la région de Tuktoyaktuk et plus largement les régions arctiques à pergélisol riche en glace. En effet, nous verrons dans le chapitre suivant que la Yakoutie Centrale est également un excellent analogue (cf. chapitre 4).

Il ne s'agit pas de réfuter la valeur scientifique des vallées McMurdo qui sont intéressantes pour étudier des conditions froides et sèches proches de Mars ainsi que, le processus de sublimation. Cependant, nous pensons qu'afin de comprendre Utopia Planitia, l'analogie avec l'Antarctique est moins pertinente que celle avec la Yakoutie Centrale et Tuktoyaktuk.

3.3.2 Processus de formation des modelés dans Utopia Planitia

L'analogie avec l'Arctique ou l'Antarctique ne permettent pas à elles seules de comprendre la formation des modelés d'Utopia Planitia.

En effet, nous avons souligné les lacunes de l'analogie de l'Antarctique avec Utopia Planitia au sujet de la sublimation de la glace (cf. section 3.2.5), notamment à propos de la granulométrie du résidu de sublimation dans la formation des polygones d'Utopia Planitia. En outre, si les polygones d'Utopia Planitia se forment de façon similaire aux polygones de sublimation de l'Antarctique, alors l'analogie implique que le pergélisol d'Utopia Planitia contienne de la glace massive. Or, aucune morphologie (moraines ou glaciers rocheux) ne permet d'attester la présence de glace massive dans Utopia Planitia.

Par ailleurs, l'hypothèse de la fonte de la glace comporte également des lacunes (cf. section 3.2.5), notamment au sujet de l'absence de traces d'écoulement associées à la fonte qui sont communément observées sur Terre. En outre, la fonte de la glace nécessiterait des conditions actuelles particulières (augmentation de l'humidité et/ou pression) qui ne sont pas rencontrées dans Utopia Planitia (Mellon and Jakosky, 1995; Richardson and Mischna, 2005). Il est néanmoins possible que la fonte ait eu lieu lors de périodes climatiques différentes où le climat était plus favorable mais dans ce cas, elles restent à être déterminées.

Les faiblesses de ces deux hypothèses antinomiques soulignent le débat actuel qui anime la communauté sur les conditions climatiques sur Mars à la fin Amazonien.

Nous présenterons dans le prochain chapitre notre étude géomorphologique des modelés d'Utopia Planitia à haute résolution conjuguée à une comparaison avec les modelés de Yakoutie Centrale et de Tuktoyaktuk étudiés sur le terrain (cf. chapitre 4). Ces deux études nous permettront d'établir des hypothèses de formation et d'évolution des modelés martiens.

3.3.3 Un pergélisol riche en glace dans Utopia Planitia

L'analogie avec Tuktoyaktuk montre que les modelés d'Utopia Planitia sont intégrés dans un paysage périglaciaire. Les modelés de Tuktoyaktuk ou de Yakoutie Centrale ne se forment qu'en présence d'un pergélisol riche en glace, l'analogie avec ces régions indiquerait que le pergélisol d'Utopia Planitia serait également riche en glace.

Pourtant, la teneur exacte en glace de ce pergélisol reste inconnue à ce jour. Bien que l'instrument GRS n'ait pas détecté de glace dans Utopia Planitia à une profondeur < 1 m (cf. chapitre 1 Fig. 1.46a), la glace étant stable à une profondeur > 1 m (Mellon and Jakosky, 1995; Mellon et al., 2004), il est possible qu'il y ait de la glace à plus grande profondeur. Ceci a été confirmé par l'excavation de glace par certains impacts très récents aux moyennes latitudes nord (Byrne et al., 2009).

L'analogie avec les régions arctiques à pergélisol riche en glace supposerait que le pergélisol contienne ~ 50 - 80 % de glace en volume. De nombreux lacs thermokarstiques sont observés dans la région de Tuktoyaktuk et de Yakoutie Centrale indiquant que le pergélisol contient assez de glace pour être affecté par les processus thermokarstiques. Les "scalped depressions" d'Utopia Planitia étant interprétées comme résultant de processus thermokarstiques, la teneur en glace du pergélisol doit nécessairement être suffisamment importante pour induire une subsidence du sol lors de sa dégradation.

Il est cependant très difficile pour l'instant de donner une valeur pour la teneur en glace. Néanmoins, en première approximation, l'analogie avec Tuktoyaktuk conjuguée à la présence des "scalped depressions" dans Utopia Planitia montrent que le pergélisol a sans doute une teneur de glace en excès supérieure à ~ 15 - 30 % en volume.

Nous discuterons plus amplement dans le chapitre 5 de la teneur en glace du pergélisol d'Utopia Planitia (section 5.3.3).

3.3.4 Formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia

Si le processus responsable de la dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia est en débat dans la communauté, la formation de ce pergélisol riche en glace a été peu étudiée à ce jour.

Nous pensons que le processus de formation des modelés (fonte vs sublimation) est un débat indépendant de la formation du pergélisol. En effet, sur Terre la formation et la dégradation du pergélisol se sont produites selon deux phases climatiques différentes (période glaciaire et interglaciaire respectivement). Il est donc possible d'imaginer que lors de la formation du pergélisol d'Utopia Planitia, les conditions climatiques permettent la fonte tandis que lors de la dégradation, les conditions climatiques permettent la sublimation.

Les modelés d'Utopia Planitia étant supposés périglaciaires (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2005b; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009a), ils se seraient donc formés à partir d'un pergélisol. Ce pergélisol est probablement composé de sédiments contenant un volume de glace dépassant le volume des pores du sol ($\gtrsim 15$ - 30 % glace en volume).

Toutefois, la formation de ce pergélisol riche en glace dont les pores seraient sursaturés par la glace est indéterminée. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées.

1) Une première hypothèse supposerait que le pergélisol d'Utopia Planitia soit constitué par le "latitude-dependent mantle" de Head et al. (2003) qui a été formé par un dépôt atmosphérique de glace et de poussières (1 sur Fig. 3.10) (Morgenstern et al., 2007). En effet, les modelés d'Utopia Planitia se situant dans la bande latitudinale ($\sim 30^\circ$ - 60°) du "dissected mantle terrain"

(cf. chapitre 1 section 1.2.4.2) (Mustard et al., 2001), ils se seraient développés à partir de ce dépôt riche en glace (Morgenstern et al., 2007; Levy et al., 2009b).

De la même manière, le pergélisol d'Utopia Planitia a pu être formé par le dépôt de glace et de poussières simulé par le GCM de Madeleine et al. (2009) (cf. chapitre 1 section 1.2.5.3) (Costard et al., 2008).

2) Une seconde hypothèse impliquerait que le pergélisol d'Utopia Planitia se soit formé par diffusion de vapeur d'eau à travers les pores du sol (2 sur Fig. 3.10) (Clifford, 1991; Mellon and Jakosky, 1995; Mellon et al., 2009). Néanmoins, la formation d'un pergélisol de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur sursaturé par diffusion de vapeur d'eau ne semble pas entièrement satisfaisante car la condensation de vapeur d'eau dans les pores d'un sol ne permet pas de le sursaturer en glace (cf. section 3.2.5).

3) Par analogie avec les régions arctiques à pergélisol riche en glace, une troisième hypothèse serait d'envisager la saturation des pores du sol par ségrégation de glace impliquant de ce fait l'eau liquide (3 sur Fig. 3.10). L'accumulation de sédiments contenant de l'eau sous des conditions climatiques froides pourrait avoir conduit au gel des sédiments et à la formation d'un pergélisol riche en glace dans Utopia Planitia. La principale incertitude concerne les conditions climatiques qui doivent nécessairement être plus humides qu'actuellement.

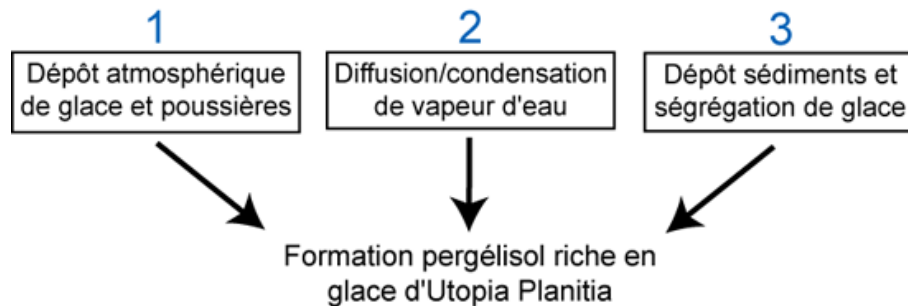


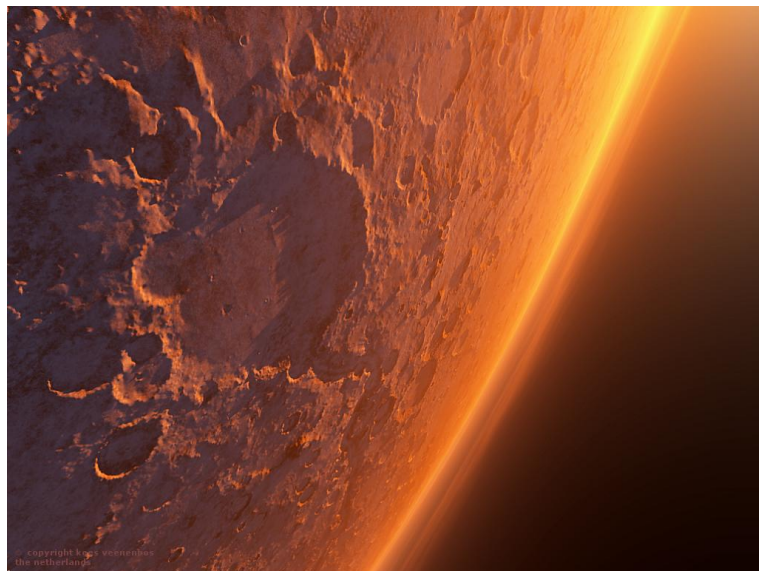
FIGURE 3.10 – Hypothèses possibles de la formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia. 1) Par un dépôt atmosphérique de glace et de poussières ayant formé le “latitude-dependent mantle” de Head et al. (2003) ou le dépôt simulé par le GCM de Madeleine et al. (2009). 2) Par diffusion et condensation de vapeur d'eau dans les pores du sol. 3) Par ségrégation de glace dans des sédiments contenant de l'eau liquide.

Pour l'instant, il est difficile de différencier ces hypothèses sans contrainte sur les caractéristiques du pergélisol d'Utopia Planitia. En effet, l'âge, la teneur en glace et la nature des sédiments du pergélisol, trois paramètres qui conditionnent son origine (syngénétique vs. épigénétique) et sa formation, sont pour l'instant inconnus.

Nous discuterons dans le chapitre 5 l'origine et de la formation du pergélisol d'Utopia Planitia (section 5.3.3).

Chapitre 4

La dégradation d'un pergélisol riche en glace : influence des changements d'obliquité de Mars



Vue d'artiste d'une région riche en glace à l'aube d'un changement climatique globale sur Mars (Copyright Kees Veenenbos)

Ce chapitre 4 est consacré à l'étude géomorphologique des modelés d'Utopia Planitia et à la détermination de leurs modèles de formation et d'évolution.

Les modèles de formation des modelés sont fortement influencés par les conditions atmosphériques sèches actuelles de Mars. Or ces modelés sont supposés s'être formés à l'Amazonien supérieur, période durant laquelle plusieurs changements d'obliquités de Mars ont pu entraîner des changements climatiques importants (cf. chapitre 1 section 1.2.4.2).

C'est pourquoi, il est possible que le processus de formation des modelés soit différent de celui qui domine actuellement (la sublimation) sur Mars. Déterminer ces processus de formation et donc les conditions climatiques lors de la formation des modelés, permettra d'avoir une idée sur l'intensité des changements climatiques survenus sur Mars.

L'analogie avec les régions arctiques comme la péninsule de Tuktoyaktuk ou la Yakoutie Centrale (Sibérie Orientale) est particulièrement utile pour la caractérisation des processus de formation des modelés martiens (cf. chapitre 3). Notre étude géomorphologique d'Utopia Planitia associée à l'étude des modelés terrestres vont nous permettre de déterminer des modèles de formation et d'évolution des modelés martiens.

Le chapitre est organisé selon notre étude des différents modelés :

- La première section est consacrée à la distribution géographique des “scaloped depressions” et les possibles héritages morpho-climatiques (cf. section 4.1).
- La seconde section s'intéresse à la formation et l'évolution de ces “scaloped depressions” et des polygones intra-dépressions et le rôle de l'insolation dans le thermokarst (cf. section 4.2).
- La troisième section est focalisée sur l'hypothèse des “scaloped depressions” comme de possibles marqueurs de cycles de haute obliquité de Mars (cf. section 4.3).
- La quatrième section s'attache à l'étude de la distribution géographique et la formation des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions et le rôle du vent dans le thermokarst (cf. section 4.4).
- Enfin, la cinquième section synthétise les interprétations des processus de formation et des modèles d'évolution de tous ces modelés afin de comprendre l'impact des variations d'obliquités de Mars sur la dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia (cf. section 4.5).

4.1 Distribution des “scalped depressions” : les héritages morpho-climatiques

4.1.1 Une distribution contrôlée par le climat ?

Morgenstern et al. (2007) ont cartographié la distribution des “scalped depressions” dans Utopia Planitia dans une zone entre 80°-85°E et 40°-50°N à l’aide des images HRSC (Fig. 4.1a). Ils ont montré que la distribution des dépressions possède une dépendance latitudinale (Fig. 4.1b) (Morgenstern et al., 2007). D’après leur étude, le rapport de la surface cumulée des dépressions sur la surface totale augmente vers les basses latitudes (Fig. 4.1b). L’augmentation de la dégradation du pergélisol (i.e. surface cumulée des dépressions) vers le sud indiquerait un contrôle climatique du processus de dégradation (Morgenstern et al., 2007).

En effet, les autres facteurs pouvant influencer la dégradation comme la pente, la topographie ne variant pas significativement, Morgenstern et al. (2007) interprètent l’augmentation de la dégradation comme étant due à une insolation, et donc à une température, plus importante vers le sud. Ceci est en accord avec le “dissected mantle terrain” où la dégradation augmente de ~ 60° à 30° (cf. chapitre 1 section 1.2.4.2) (Mustard et al., 2001; Milliken and Mustard, 2003).

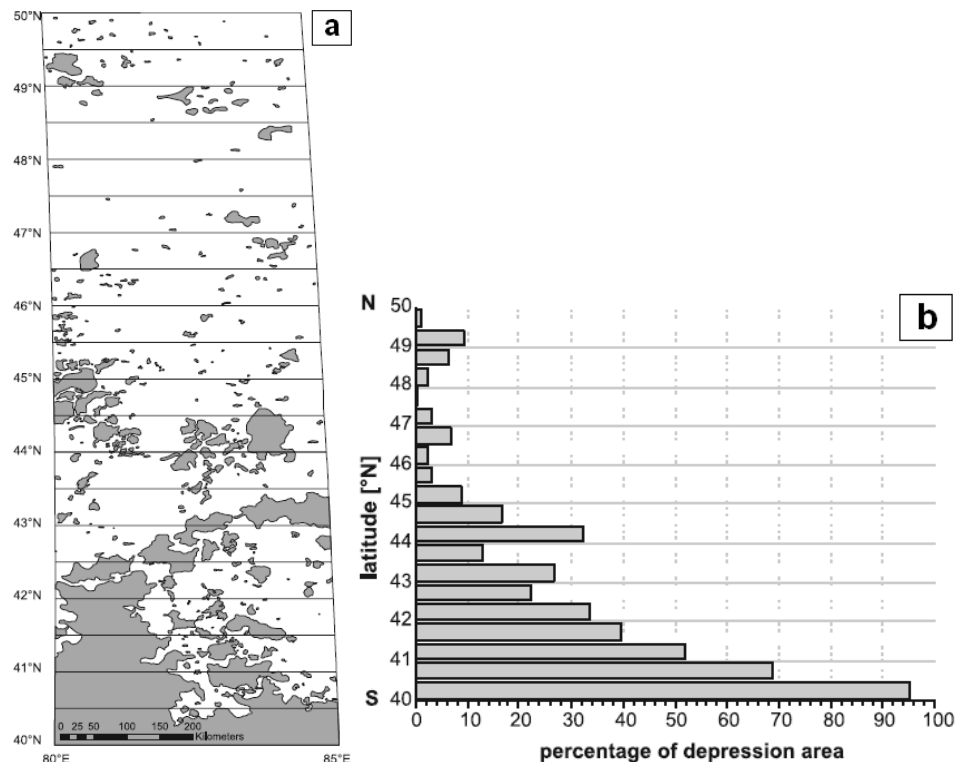


FIGURE 4.1 – (a) Carte et (b) histogramme de la distribution latitudinale des “scalped depressions” dans Utopia Planitia à 80°-85°E d’après Morgenstern et al. (2007). Les zones grisées représentent les “scalped depressions” tandis que les zones blanches représentent les zones intactes.

Cependant, les dépressions étant distribuées sur une vaste zone (80°-120°E et 40°-55°N) (cf. chapitre 3 Fig. 3.7) qui recoupe plusieurs unités géologiques dans Utopia Planitia, nous pensons que la cartographie de Morgenstern et al. (2007) est trop restreinte en longitude (80°-85°E) pour pouvoir tirer des conclusions définitives sur la dégradation du pergélisol. Ensuite, les critères d’identification et de cartographie des dépressions ne sont pas précis. Nous verrons dans la

section suivante que ces critères sont pourtant essentiels afin de pouvoir cartographier objectivement et correctement. Par ailleurs, il n'est pas impossible que la dichotomie de la distribution des dépressions entre le nord et le sud soit due à la géologie. En effet, la carte de Morgenstern et al. (2007) recoupe deux unités : l'unité ABa (~ 40°-46°N sur la carte de Morgenstern et al. (2007)) et l'unité ABvi (~ 46°-50°N sur la carte de Morgenstern et al. (2007)).

Afin de mieux comprendre le contrôle climatique possible de la dégradation du pergélisol, nous avons entrepris une cartographie des “scalped depressions” dans Utopia Planitia selon une bande longitudinale plus grande (80°E à 110°E)

4.1.2 Variation de la distribution et de la morphologie des “scalped depressions”

Le but de notre cartographie des “scalped depressions” est triple :

- Déterminer la distribution des dépressions en utilisant des critères morphologiques et estimer le pourcentage de surface couverte par les dépressions en fonction de la latitude et de la longitude.
- Etudier la morphologie et le diamètre des dépressions en fonction de la latitude/longitude et des unités géologiques afin de caractériser la dégradation du pergélisol.
- Déterminer les causes de la dégradation du pergélisol et évaluer le lien possible avec le climat.

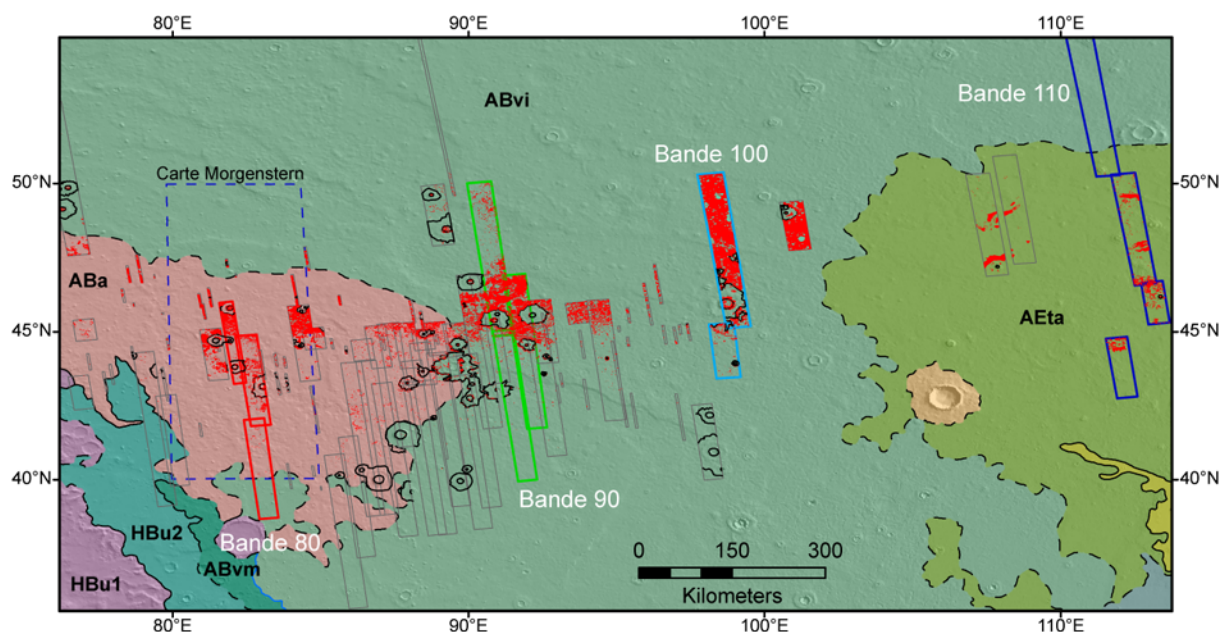


FIGURE 4.2 – Distribution des “scalped depressions” à l’ouest d’Utopia Planitia (en rouge) superposée à la carte géologique en relief ombré de Tanaka et al. (2005). Les rectangles gris représentent les images CTX et MOC (cf. Annexe 1). (ABvi : Vastitas Borealis Interior ; ABa : Astapus Colles ; AEt : Tingar Valles). NASA/USGS/JPL/MSS.

Notre étude est basée sur l’utilisation de toutes les images CTX (50 images à 6 m/pixel) et MOC (58 images à 3-10 m/pixel) disponibles dans la zone d’étude (80°-110°E et 40°-50°N) (Fig. 4.2 et cf. Annexe 1) (cf. chapitre 2 section 2.1.1 et Fig. 2.7). Les “scalped depressions” sont identifiées et cartographiées selon des critères morphologiques précis : présence d’un bord en feston, absence de rempart, dépression individuelle ou organisée en groupe (cf. chapitre 2 section 2.2.1.1).

La cartographie a été faite à l’aide du logiciel ArcGIS® en produisant des mosaïques d’images CTX traitées sous le logiciel Isis (cf. chapitre 2 section 2.1.2). Seules les images CTX se recoupant pour former des bandes latitudinales de 40°N à 50°N ont été utilisées pour le calcul de la surface des dépressions. Les images MOC ont été utilisées en complément des images CTX afin d’étudier la morphologie des dépressions et aider à la cartographie dans le cas où les images CTX seraient de qualité moyenne (présence de poussières, bruit sur le CCD...).

Dans notre étude, nous avons utilisé quatre bandes latitudinales de CTX réparties longitudinalement afin de couvrir toute la zone d’étude. Elles sont dénommées de 80 à 110 par rapport à leur longitude : une “bande 80” à 80°E ; une “bande 90” à 90°E ; une “bande 100” à 100°E et ; une “bande 110” à 110°E (Fig. 4.2).

4.1.2.1 Variation de la distribution géographique

Les “scalped depressions” sont distribuées dans Utopia Planitia de ~ 40°N à 50°N de latitude et sur une large bande latitudinale de ~ 75°E à ~ 115°E (Fig. 4.2). La distribution des dépressions recoupe les trois unités géologiques ABa, ABvi et AEta (Fig. 4.2).

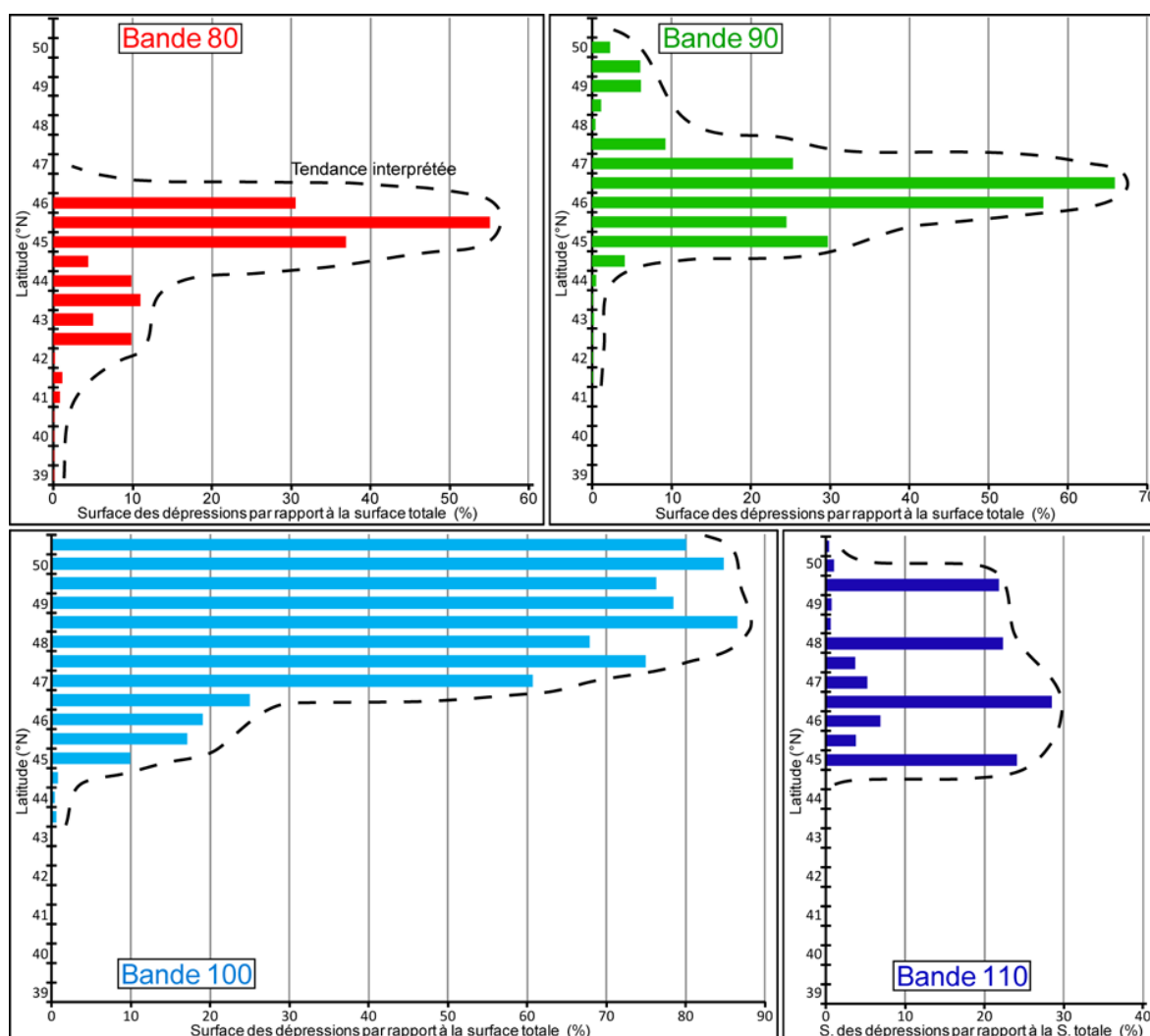


FIGURE 4.3 – Rapport de la surface cumulée des dépressions par rapport à la surface totale en fonction de la latitude pour les quatre bandes latitudinales A à B (cf. Annexe 2).

Notre cartographie montre que la distribution des dépressions n’est pas homogène selon la

latitude dans la zone d'étude (Fig. 4.2). Nous avons calculé le rapport de la surface cumulée des dépressions sur la surface totale ($\frac{\sum S_{dépressions}}{S_{totale}}$) pour quatre bandes latitudinales 80 à 110 réparties de 80°E à 110°E (Fig. 4.3).

Les différentes régions de notre zone d'étude présentent des concentrations relatives de dépressions différentes selon la latitude/longitude :

- Aux hautes latitudes (47°-50°N) : les bandes 90 et 110 présentent une faible concentration de dépressions (0-20 %) tandis que pour la bande 100, la concentration est très élevée (75 %) (Fig. 4.3).
- Aux moyennes latitudes (45°-47°N) : toutes les bandes possèdent une forte concentration de dépressions (30-65 %) (Fig. 4.3).
- Aux basses latitudes (39°-45°N) : la concentration des dépressions est faible (0-10%) pour toutes les bandes (Fig. 4.3).

Aux moyennes latitudes (45-47°N), la concentration des dépressions est légèrement différente pour les bandes 80, 90 et 100 (Fig. 4.2). Cette différence peut être expliquée par la présence de plusieurs cratères d'impact kilométriques que nous n'avons pas inclus dans notre cartographie des dépressions. Il est en effet très difficile de savoir s'ils ont été complètement exhumés (et donc comptés comme une dépression) ou partiellement dégagés par la dégradation du pergélisol. Ces cratères n'étant pas comptabilisés dans la surface additionnée des dépressions mais dans la surface totale, ils diminuent artificiellement le rapport des surfaces ($\frac{\sum S_{dépressions}}{S_{totale}}$ diminue car S_{totale} augmente).

Aux hautes latitudes, la différence entre les bandes 90 et 110 comparée à la bande 100 peut être due à la qualité des images. En effet, pour les bandes 90 et 110, les images sont de mauvaise qualité à ces hautes latitudes. La diminution de la qualité des images conjuguée à la présence de poussières (nombreuses traces de "dust devils") peuvent conduire à l'occultation des dépressions ayant un faible diamètre (~ 100 m) et ainsi fausser partiellement notre cartographie.

4.1.2.2 Variation de la morphologie

Au sein de la zone d’étude, les dépressions présentent des variations de morphologie et d’organisation (Fig. 4.4) :

- Aux hautes latitudes ($\gtrsim 47^\circ\text{N}$) : les morphologies sont différentes selon la longitude. (i) Les bandes 80, 90 et 110 présentent des dépressions de faible diamètre (~ 100 m) organisées en groupe et sont non coalescées (Fig. 4.4a). (ii) La bande 100 présente également des dépressions à faible diamètre mais celles-ci sont omniprésentes sur la plaine (Fig. 4.4b).
- Aux moyennes latitudes ($\sim 45^\circ\text{--}47^\circ\text{N}$) : les dépressions sont coalescées et ont un diamètre de plusieurs kilomètres. A l’intérieur de ces vastes dépressions, de multiples dépressions plus petites et imbriquées les unes dans les autres sont observées (Fig. 4.4c).
- Aux basses latitudes ($\lesssim 45^\circ\text{N}$) : les dépressions sont isolées sur la plaine et ont un faible diamètre (~ 100 m) (Fig. 4.4d).

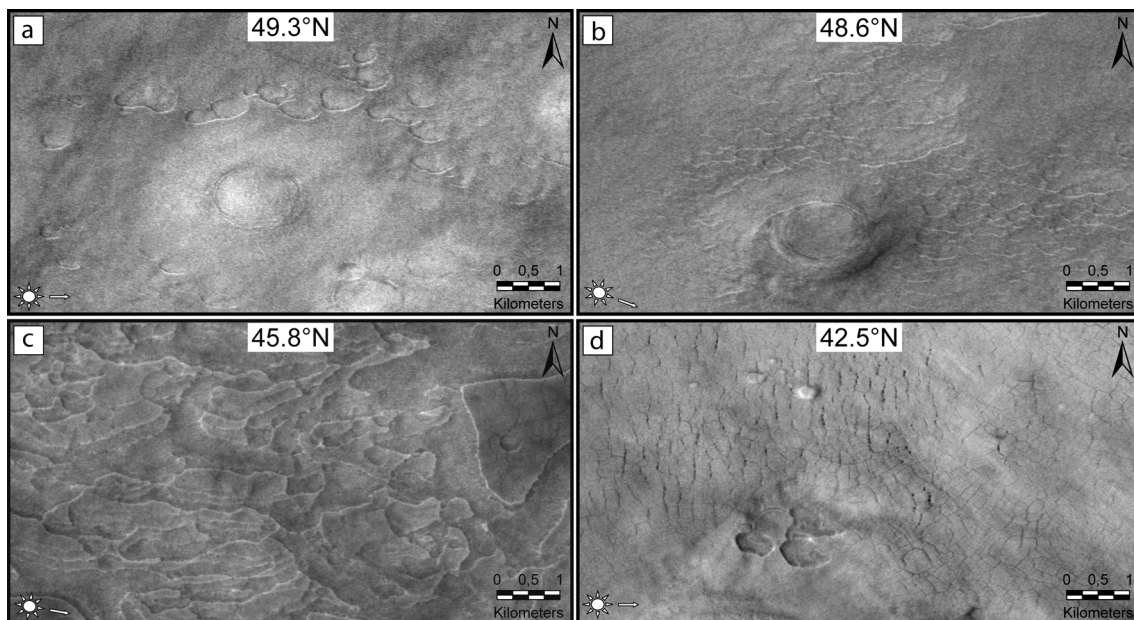


FIGURE 4.4 – Variation de la morphologie des “scalped depressions” selon la latitude. (a) et (b) Les hautes latitudes ($\gtrsim 47^\circ\text{N}$) montrent des dépressions ayant un faible diamètre (~ 100 m) et organisées en groupe plus ou moins important (a : bande 90 et b : bande 100). (c) Les moyennes latitudes présentent de vastes dépressions de diamètre kilométrique comportant à l’intérieur de nombreuses dépressions coalescées (bande 90). (d) Les basses latitudes ($\lesssim 45^\circ\text{N}$) montrent des dépressions avec un faible diamètre (~ 100 m) qui sont généralement isolées (bande 80). NASA/JPL/MSS.

En résumé, notre étude montre que la concentration et la morphologie des dépressions sont organisées selon la latitude :

- Aux hautes latitudes : les dépressions ont un faible diamètre (~ 100 m) et sont non coalescées. La concentration des dépressions sur la plaine peut être (i) faible (bande 80, 90 et 110) (Fig. 4.4a) ; ou (ii) importante (bande 100) (Fig. 4.4b).
- Aux moyennes latitudes : la concentration et le diamètre des dépressions sont très importants. Les dépressions sont plurikilométriques et coalescées (bande 80 à 110) (Fig. 4.4c).

- Aux basses latitudes : la concentration des dépressions est faible, elles sont isolées et de faible diamètre (~ 100 m) (bande 80 à 110) (Fig. 4.4d).

La distribution des dépressions dans notre étude est différente de celle produite par Morgenstern et al. (2007) où le maximum de concentration est situé aux latitudes $\sim 40^\circ$ - 41° N (Fig. 4.1a). Cette distribution est également différente de celle du “dissected mantle terrain” décrite par Mustard et al. (2001). Plusieurs facteurs peuvent expliquer la différence entre notre cartographie et celle de Morgenstern et al. (2007).

Tout d’abord, les critères morphologiques utilisés pour cartographier les dépressions sont différents. Morgenstern et al. (2007) ont cartographié les dépressions sans critères morphologiques précis pouvant donner lieu à des erreurs d’identification des dépressions. Par exemple à faible latitude, des grandes zones en dépression sont observées. Elles ne semblent pas être des “scalped depressions” car elles n’ont pas les attributs morphologiques de celles-ci (cf. chapitre 2 section 2.2.1.1). En outre, il n’est pas précisé si leur cartographie inclue les cratères d’impact kilométriques qui sont nombreux dans la zone.

Une deuxième explication peut provenir de la résolution des images HRSC (au nadir 12-40 m/pixel) qui est inférieure à celle des images CTX (6 m/pixel). En effet, il est difficile de distinguer des dépressions ayant un diamètre inférieur au kilomètre sur les images HRSC (Fig. 4.5). Or comme nous l’avons exposé précédemment, les hautes et basses latitudes sont caractérisées par des dépressions de faible diamètre (~ 100 m en diamètre) (Fig. 4.4a-b et d). De ce fait, la cartographie avec les images HRSC sous-estime donc la surface des dépressions à ces latitudes.

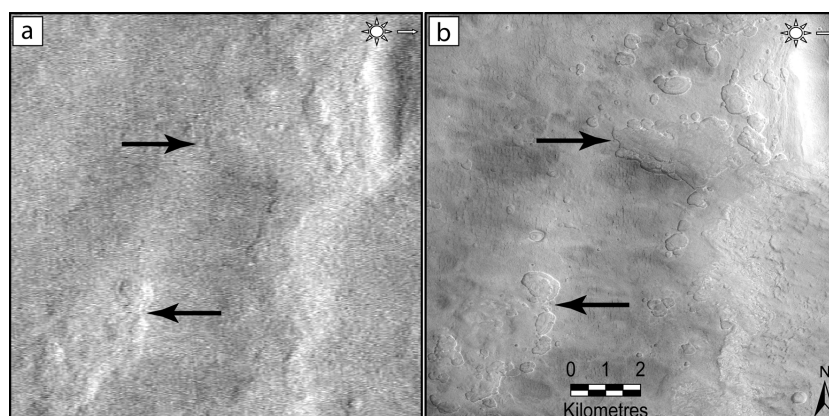


FIGURE 4.5 – Comparaison des images (a) HRSC H2882_0000_ND3 (20 m/pixel) et (b) CTX P17_007806_2236_XN_43N277W (6 m/pixel) à $43,2^\circ$ N et $82,7^\circ$ E. NASA/ESA/JPL/MSS/DLR.

4.1.3 Les causes de la distribution de la dégradation du pergélisol

Les “scalped depressions” sont interprétées comme étant le résultat de la dégradation d’un pergélisol riche en glace (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2005b; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009). Les variations de la concentration et de la morphologie des dépressions selon la latitude reflètent des variations dans la dégradation du pergélisol :

- Aux hautes latitudes ($\gtrsim 47^\circ$ N) : la présence de dépressions non coalescées ayant un faible diamètre organisées en groupe plus (bande 100) ou moins concentré (bande 80, 90 et 110) semble indiquer que la dégradation du pergélisol est relativement faible.

- Aux moyennes latitudes ($\sim 45^\circ\text{-}47^\circ\text{N}$) : la concentration de dépressions plurikilométriques et coalescées (bande 80 à 110) (Fig. 4.6a) est semblable à la concentration importante de dépressions thermokarstiques en Yakoutie Centrale (Fig. 4.6b). Ceci semble indiquer que la dégradation du pergélisol est relativement importante dans les moyennes latitudes d’Utopia Planitia.
- Aux basses latitudes ($\lesssim 45^\circ\text{N}$) : la faible concentration et le petit diamètre de dépressions isolées (bande 80 à 110) semblent indiquer que la dégradation du pergélisol est relativement peu importante.

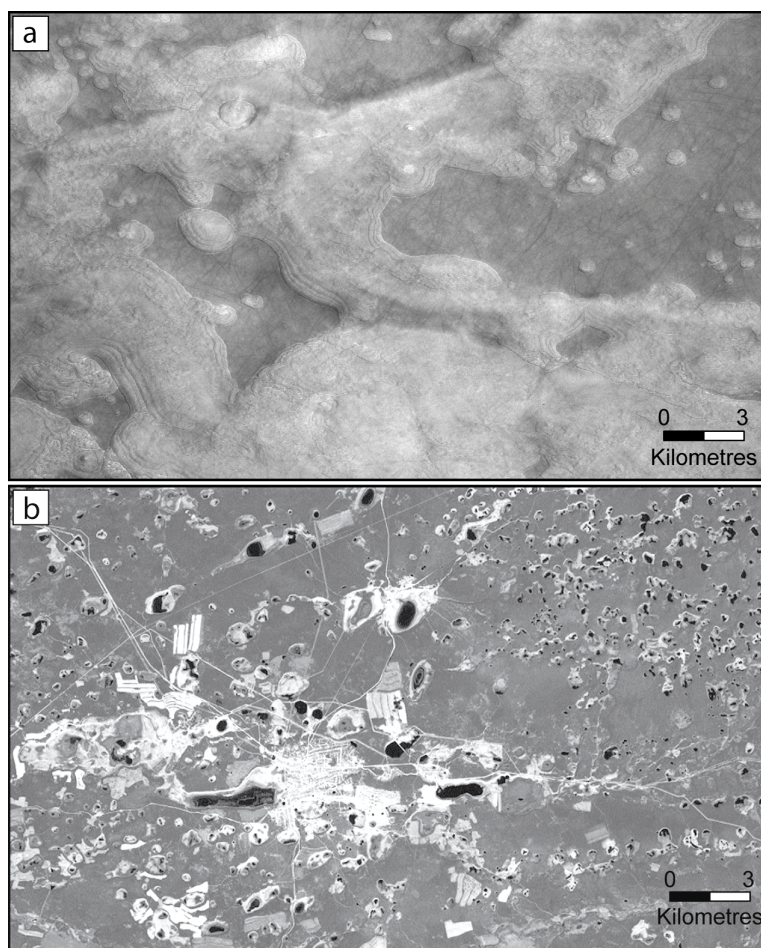


FIGURE 4.6 – Comparaison entre la (a) distribution des “scalloped depressions” (zone claire) dans Utopia Planitia à $45,2^\circ\text{N } 90,9^\circ\text{E}$ (CTX P16_007252_2277_XN_47N269W) et la (b) distribution des lacs thermokarstiques et des alases en Yakoutie Centrale (zone claire) (Muru Alas) (Image Corona, remerciement J. Skorve). NASA/JPL/MSS.

Nous allons essayer de déterminer les causes de cette distribution latitudinale de la dégradation du pergélisol dans Utopia Planitia. Pour cela, nous allons utiliser les variations de la morphologie et de la concentration des dépressions identifiées par notre cartographie.

En effet, sur Terre, la morphologie et la distribution de la dégradation du pergélisol (thermokarst) dépendent de (i) la déstabilisation thermique (cause et durée) et, (ii) du contenu en glace du pergélisol (teneur et distribution) (cf. chapitre 1 section 1.1.5.2) (Czudek and Demek, 1970; French and Egginton, 1973; Rampton, 1974).

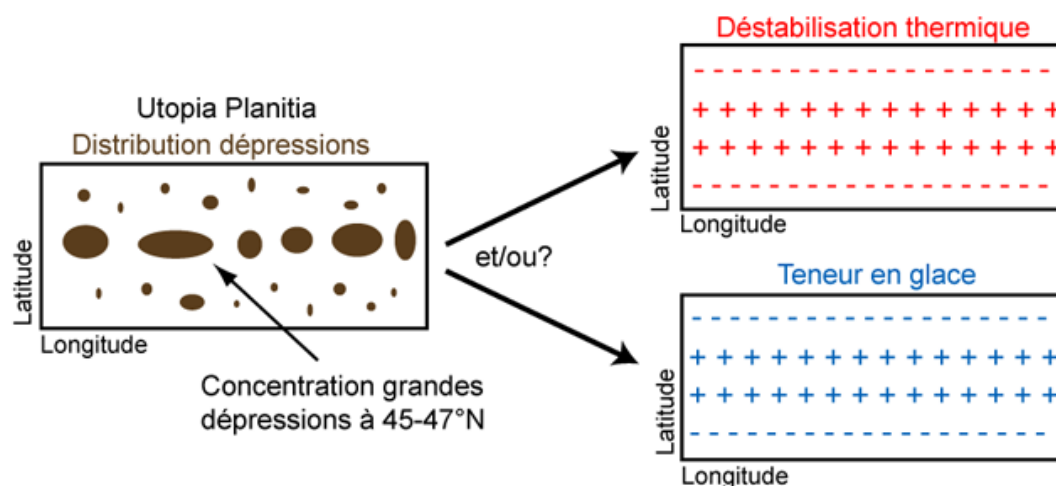


FIGURE 4.7 – La concentration de “scalped depressions” plurikilométriques aux moyennes latitudes ($\sim 45^\circ$ - 47° N) d’Utopia Planitia peut être due à : (i) une déstabilisation thermique plus importante à ces latitudes et/ou, (ii) une teneur en glace plus importante du pergélisol à ces latitudes.

Dans Utopia Planitia, l’incertitude majeure va être de déterminer qui, de l’intensité de la déstabilisation thermique ou du contenu en glace, a principalement contrôlé la dégradation du pergélisol dans la région (Fig. 4.7). La morphologie et la distribution de la dégradation du pergélisol d’Utopia Planitia peut être due en première approximation à (Fig. 4.7) :

- Une déstabilisation thermique plus forte aux moyennes latitudes (zone “+” Fig. 4.7).
- Et/ou une teneur en glace plus importante aux moyennes latitudes (zone “+” Fig. 4.7).

1) En se basant uniquement sur la morphologie à grande échelle et en l’absence d’étude sur le terrain, il est difficile de connaître la distribution de la teneur glace du pergélisol au sein d’Utopia Planitia. Le pergélisol d’Utopia Planitia est considéré comme riche en glace. Il semble peu probable que la teneur en glace soit plus importante à l’échelle d’Utopia Planitia aux moyennes latitudes ($\sim 45^\circ$ - 47° N) par rapport aux autres latitudes (cadre bleu sur Fig. 4.7).

2) Avec cette simplification, la morphologie et la distribution du thermokarst vont dépendre principalement de la déstabilisation thermique du pergélisol (cause et durée) (cadre rouge sur Fig. 4.7). Or, en l’absence de contraintes sur l’âge des dépressions d’Utopia Planitia (âge estimé de l’Amazonien supérieur), nous supposons qu’elles se sont toutes formées durant la même période de déstabilisation du pergélisol (qui durent plusieurs milliers d’années sur Terre).

Ainsi, la distribution des dépressions dans Utopia Planitia dépendrait principalement de la cause de la déstabilisation thermique du pergélisol. Nous allons utiliser la variation de la morphologie et de la distribution des “scalped depressions” afin de déterminer cette cause.

Sur Terre, les causes du thermokarst peuvent être d’origine locales, régionales ou même globales (Popov, 1956; Czudek and Demek, 1970; French, 2007). En outre, certains facteurs régionaux, comme la topographie et la géologie, peuvent influencer la distribution du thermokarst.

Dans Utopia Planitia, les “scalped depressions” étant observées sur une vaste région de 2.10^6 km² (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2008), le thermokarst s’est développé à une échelle régionale (Fig. 4.2 et 4.5). Par conséquent, les causes locales du thermokarst peuvent être exclues, la distribution des dépressions indique plutôt une cause régionale ou globale du thermokarst.

La topographie dans Utopia Planitia est relativement plate, la pente générale est $< 1^\circ$ vers le nord-est (cf. chapitre 1 section 1.2.5.3) (McGill, 2001; Thomson and Head, 2001). La distribution des dépressions ne semble pas être corrélée à la topographie (Fig. 4.2). À l’aide des données MOLA, Kreslavsky and Head (2000) ont montré qu’au sein d’Utopia Planitia, la variation de rugosité de la topographie à l’échelle du kilomètre avait une tendance particulière. De $\sim 35^\circ$ à 47°N , la rugosité est forte (topographie rugueuse) alors qu’elle est très faible (topographie lisse) aux latitudes $\gtrsim 47^\circ\text{N}$. La variation de rugosité de la topographie à l’échelle du kilomètre suit remarquablement notre observation de la variation de la concentration et de la morphologie des dépressions indiquant que la présence des dépressions semble contrôler la topographie et non l’inverse.

La distribution des dépressions recoupe trois unités géologiques dans Utopia Planitia : ABa, ABvi et AEta (Fig. 4.2). Ces unités sont composées de sédiments d’origine différente : éolienne pour ABa, fluvatile pour ABvi et volcano-sédimentaire (lahars) pour AEta (cf. chapitre 1 section 1.2.5.3) (Tanaka et al., 2005). Du fait de leur composition, ces trois unités ont potentiellement une teneur en glace importante et peuvent avoir été dégradées par le thermokarst. Or, la distribution des dépressions ne semble pas être corrélée avec ces unités géologiques (Fig. 4.2), par conséquent, le thermokarst n’est pas contrôlé par la géologie.

La distribution des dépressions semble être plutôt corrélée avec la latitude. En effet, la concentration et le diamètre des dépressions (plurikilométriques et coalescées) sont plus importants aux moyennes latitudes (Fig. 4.3 et 4.4c) par rapport aux hautes et basses latitudes (Fig. 4.3 et 4.4a et d). Cette distribution latitudinale des dépressions sur une vaste région indépendamment de la topographie et de la géologie peut révéler un contrôle climatique de la dégradation du pergélisol à l’échelle régionale.

La concentration de dépressions plurikilométriques dans cette bande latitudinale ($\sim 45^\circ$ - 47°N) semble indiquer au premier ordre que la déstabilisation thermique du pergélisol est plus importante comparée aux autres latitudes (cadre rouge sur Fig. 4.7). Une question se pose : quel peut être le facteur ayant induit une augmentation de la température du sol, déséquilibrant thermiquement le pergélisol, préférentiellement aux moyennes latitudes ?

Nous avons vu dans la section 1.1.5.2 (chapitre 1) que les causes climatiques du thermokarst sur Terre incluaient une augmentation des températures de l’air (estivales ou moyennes) et de l’humidité (précipitations). Si à l’échelle globale, ces variables peuvent créer des différences entre les régions, il est peu probable qu’à l’échelle d’Utopia Planitia, les températures ou les précipitations aient eu un gradient latitudinale suffisamment marqué.

La distribution de la dégradation du pergélisol ne semble pas être due aux conditions actuelles sur Mars. En effet, la stabilité de la glace diminuant des moyennes aux basses latitudes (Mellon and Jakosky, 1995; Chamberlain and Boynton, 2007), dans Utopia Planitia la dégradation du pergélisol devrait augmenter vers les basses latitudes. Cependant, en fonction de l’obliquité de Mars, la distribution de l’insolation sur la planète change, entraînant une distribution latitudinale de la stabilité de la glace différente (Mellon and Jakosky, 1995; Chamberlain and Boynton, 2007). Par exemple lors de période de haute obliquité ($\sim 45^\circ$) de Mars, ce sont les moyennes latitudes qui reçoivent le plus d’insolation en été et où les saisons sont le plus marquées (Madeleine et al., 2009). Nous proposons donc que cette déstabilisation thermique du pergélisol plus importante aux moyennes latitudes puisse être due à une insolation ou des températures plus intenses dans ces latitudes.

Ainsi en première approximation, il est possible que la dégradation du pergélisol d’Utopia Planitia ait pu se produire lors d’une période de haute obliquité de Mars.

Toutefois, la présence d'une grande concentration de dépressions de faible diamètre aux hautes latitudes à 100°E soulève plusieurs questions (bande 100 Fig. 4.3 et 4.4b). Le climat n'est sans doute pas le seul facteur ayant contrôlé la dégradation du pergélisol. Cette zone à forte concentration n'est pas corrélée avec une topographie ou une unité géologique particulière (Fig. 4.2). Il est donc possible que cette concentration importante de dépressions dans cette zone puisse être due à deux facteurs que nous avons écartés pour faciliter notre raisonnement : la teneur en glace du pergélisol et la période du thermokarst.

La première hypothèse suppose que la concentration en glace soit plus importante, ou plus proche de la surface, dans cette zone permettant une dégradation superficielle et importante du pergélisol.

La seconde hypothèse présume que le développement de ces petites dépressions se soit produit après la formation des grandes dépressions aux moyennes latitudes. Elles représenteraient alors une nouvelle génération de dépressions. Néanmoins, sans étude sur le terrain et sans datation des dépressions, il est très difficile de parvenir à différencier ces deux hypothèses à partir de la morphologie.

4.1.4 Conclusion

La distribution actuelle des dépressions dans Utopia Planitia semble être la conséquence d'héritages morpho-climatiques. Notre cartographie des “scalped depressions” a permis de mettre en évidence une variation de leur distribution géographique et de leur morphologie en fonction de la latitude. Les moyennes latitudes ($\sim 45^\circ\text{--}47^\circ\text{N}$) sont caractérisées par une grande concentration de dépressions coalescées ayant un diamètre plurikilométrique tandis que les basses ($\lesssim 45^\circ\text{N}$) et hautes latitudes ($\gtrsim 47^\circ\text{N}$) sont caractérisées par une faible concentration de dépressions isolées de faible diamètre ($\sim 100\text{ m}$).

En supposant une teneur en glace du pergélisol homogène sur toute la région et un développement du thermokarst selon une seule période, cette distribution latitudinale des “scalped depressions” est peut être due à un contrôle de la déstabilisation thermique du pergélisol par des processus climatiques. Les conditions actuelles sur Mars ne semblent pas avoir causé cette distribution car la glace est stable aux moyennes latitudes à une profondeur $> 1\text{ m}$ (Mellon and Jakosky, 1995; Chamberlain and Boynton, 2007). Cependant, lors des périodes de haute obliquité ($\sim 45^\circ$) de Mars, ce sont les moyennes latitudes qui reçoivent le plus d'insolation en été. Par conséquent, en première approximation, nous suggérons que la déstabilisation thermique du pergélisol plus importante aux moyennes latitudes puisse être due à une insolation ou des températures plus intenses lors de périodes de haute obliquité.

Toutefois, la présence d'une grande concentration de petites dépressions aux hautes latitudes à 100°E pourrait également être due à une concentration plus importante de glace en subsurface comparée aux autres régions. Nous approfondirons dans la section suivante cette dégradation potentielle du pergélisol durant les périodes de haute obliquité à l'aide de notre étude des dépressions à haute résolution.

Ainsi, la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia semble avoir été contrôlée par le climat et peut être par une teneur en glace plus ou moins importante selon les zones. La dégradation du pergélisol semble avoir eu lieu lors de périodes de haute obliquité de Mars provoquant une profonde modification du paysage d'Utopia Planitia (héritage morpho-climatique).

Les régions périglaciaires sur Terre comme la Yakoutie Centrale qui montrent un thermokarst très développé à une échelle régionale (Fig. 4.6b), sont dues à des conditions exceptionnelles : (i) une forte teneur en glace du pergélisol (50-80% en volume), (ii) un pergélisol composé de sédiments facilitant la concentration en glace et (iii) une période de réchauffement cli-

matique important (Dylik, 1964a; Soloviev, 1973b; French, 2007). Il est possible que la région d’Utopia Planitia ait réunie ces conditions : un pergélisol composé de sédiments favorisant une grande teneur en glace et une déstabilisation thermique du pergélisol particulièrement intense (Fig. 4.57).

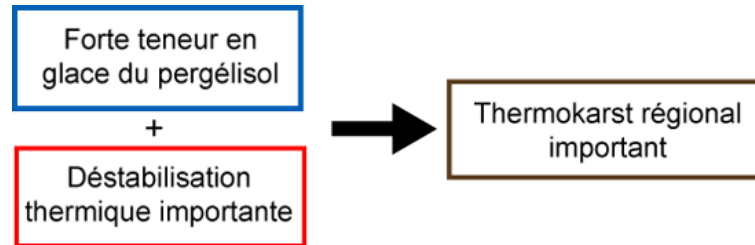


FIGURE 4.8 – Le thermokarst développé à une échelle régionale dans Utopia Planitia pourrait être due à (i) un forte teneur en glace du pergélisol et (ii) une déstabilisation thermique importante du pergélisol.

4.2 Modèle d'évolution des “scalloped depressions” : rôle de l'insolation dans le thermokarst

Cette section est consacrée à l'étude de la formation et de l'évolution des “scalloped depressions” et des polygones intra-dépressions dans Utopia Planitia.

L'étude des “scalloped depressions” a fait l'objet d'une publication dans la revue “*Planetary and Space Sciences*” en 2011 (Séjourné et al., 2011a) et d'un résumé présenté oralement à la “Lunar and Planetary Science Conference” à Houston (Séjourné et al., 2009). Cette section sera donc constituée de cet article précédé par un résumé étendu en français et suivi d'une discussion complémentaire.

4.2.1 Intérêt de l'étude et résumé étendu

Depuis quelques années, les “scalloped depressions” et les polygones d'Utopia Planitia ont été le sujet de plusieurs travaux. L'intérêt qu'ils suscitent provient de leur origine supposée périglaciaire et de leur lien potentiel avec des variations d'obliquité de la planète Mars. Ces variations orbitales semblent avoir été à l'origine de profonds changements climatiques au cours de l'histoire récente de Mars (cf. chapitre 1 section 1.2.4.2). C'est pourquoi, il est essentiel de comprendre l'effet des récents changements climatiques possible et notamment, leur impact potentiel sur le pergélisol de Mars.

Modèles de formation et d'évolution

Les “scalloped depressions” seraient le résultat d'une dégradation importante d'un pergélisol riche en glace mais plusieurs questions se posent au sujet de leur formation et de leur développement (cf. chapitre 1 section 1.2.5.2).

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les “scalloped depressions” seraient interprétées comme étant dues à : (i) la fonte de la glace de sol (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2007, 2008) ou à, (ii) la sublimation de la glace de sol (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009).

Déterminer le processus de formation des dépressions est primordial afin de comprendre si ce sont des changements climatiques qui ont provoqué la dégradation du pergélisol riche en glace. Il nous permettra ainsi d'estimer notamment les conditions climatiques et leur impact sur le pergélisol d'Utopia Planitia.

La principale énigme au sujet de ces dépressions est l'asymétrie N-S de leurs pentes internes : la pente face au pôle est plus importante que celle face à l'équateur (Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009). Deux modèles contraires de développement des dépressions ont été proposés afin d'expliquer cette asymétrie N-S, ils sont basés sur des analogies avec des modèles terrestres possédant une asymétrie.

En considérant la distribution actuelle des températures sur les pentes internes des dépressions et l'analogie avec certaines vallées périglaciaires asymétriques sur Terre, certains auteurs ont proposé que le développement de ces dépressions se produirait en direction du pôle (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). L'insolation plus importante des pentes internes face à l'équateur provoquerait une dégradation préférentielle induisant un adoucissement de ces pentes (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009, 2010; Zanetti et al., 2010). Cette insolation asymétrique serait produite durant les périodes de faible obliquité de Mars.

Basée sur l'analogie entre les “scalloped depressions” et certains lacs thermokarstiques asymétriques sur Terre, d'autres auteurs ont suggéré que le développement de ces dépressions se

produirait en direction du pôle (Ulrich et al., 2010). L'insolation plus importante des pentes internes face au pôle générerait des glissements de terrain provoquant une pente plus importante (Ulrich et al., 2010). Cette insolation asymétrique serait obtenue durant les périodes de haute obliquité de Mars (Ulrich et al., 2010).

Ainsi, nous voyons encore une fois que deux analogies différentes avec la Terre génèrent deux modèles différents de développement des dépressions. Déterminer le modèle de formation et d'évolution de ces dépressions est fondamental car il permettra d'évaluer quelle variation récente d'obliquité de Mars a pu provoquer un changement climatique important.

La formation des polygones dans Utopia Planitia est également en débat (cf. chapitre 1 section 1.2.5.2). Ils seraient dus : (i) à des cycles gel-dégel formant des coins de glace (Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2005b, 2008), ou (ii) au remplissage des fractures par du matériel sableux formant des coins de sable contenant de la glace (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2011), ou encore, (iii) à la sublimation de glace massive enfouie via des coins de sable à forte perméabilité (Levy et al., 2009a).

L'étude de la dégradation des polygones peut permettre d'apporter des éléments de réponse sur leur formation en contraignant leur nature (type de remplissage des coins des polygones).

Méthodes

Dans le but d'identifier le processus de formation et de comprendre l'évolution des "scaloped depressions", nous avons effectué une étude géomorphologique de celles-ci à l'aide d'images haute résolution HiRISE et de données topographiques des orbites MOLA et d'un MNT HiRISE (cf. chapitre 2 section 2.1.1).

Notre étude cartographique a permis d'identifier la région où sont concentrées les "scaloped depressions" (cf. section 4.1), c'est pourquoi notre étude géomorphologique est focalisée sur la région ouest d'Utopia Planitia de 80°-110°E et de 35°-50°N (Fig. 4.9). Nous avons utilisé toutes les images HiRISE disponibles (~ 50 images) dans la zone d'étude (cf. chapitre 2 section 2.1.2.2 Fig. 2.7).

Au chapitre précédent (cf. chapitre 3), nous avons montré que l'assemblage de modelés des régions terrestres à pergélisol riche en glace était analogue à celui d'Utopia Planitia. Nous allons donc utiliser cette analogie afin de contraindre les processus de formation. Nous allons notamment nous intéresser aux différences et aux similitudes morphologiques entre les modelés martiens et terrestres.

Notre étude a pour objectif de :

- Réaliser une classification morphologique des dépressions afin de déterminer leur évolution (cf. section 4.2.2.2)
- Etudier les polygones intra-dépressions qui peuvent nous donner des indications sur le développement des "scaloped depressions" (cf. section 4.2.2.2 et 4.2.2.3)
- Déterminer le processus de formation des dépressions en comparant leur morphologie à celle des lacs thermokarstiques étudiées en Yakoutie Centrale et à Tuktoyaktuk (cf. section 4.2.2.4)
- Développer un modèle de formation et d'évolution des dépressions (cf. section 4.2.2.4) afin de comprendre durant quelle période d'obliquité de Mars le pergélisol a été dégradé (cf. section 4.2.2.4)

4.2.2 Scalloped depressions and small-sized polygons in western Utopia Planitia, Mars : a new formation hypothesis

A. Séjourné, F. Costard, J. Gargani, R. J. Soare, A. Fedorov, C. Marmo

Abstract

Flat-floored depressions with scalloped-shapes and spatially-associated small-sized polygons (diameter $\lesssim 100$ m) dot the landscape of western Utopia Planitia (centered at 45°N-95°E). The scalloped depressions are thought to be the result of ice-rich regolith undergoing degradation by sublimation or thaw. Current models suggest that the formation and development of the depressions occurs in a poleward direction due to the enhanced sublimation of their equator-facing slopes.

By contrast, we propose a conceptual model that shows the equatorward growth of depressions due to preferential degradation by sublimation of their pole-facing slopes.

Our model is based on a geomorphological study of the depressions and small-sized polygons in western Utopia Planitia (80°-110°E, 35°-50°N), using images from the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) and topographical data from the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) and a HiRISE stereo Digital Elevation Model (DEM).

Here we describe (i) a morphological evolution of small-sized polygons within the depressions, from low-centered to high-centered, that facilitates one's understanding of depression growth and development; and (ii) occurrence of v-shaped alcoves, failure cracks and semicircular hollows that point to a retrogressive degradation of the pole-facing slopes of depressions.

We propose that the development of the depressions is due to heightened insolation of their pole-facing slopes, leading to enhanced sublimation of ground-ice. Based upon the inferred asymmetric insolation, we suggest that the equatorward expansion of depressions occurred during recent high-obliquity periods of Mars.

4.2.2.1 Introduction

An assemblage of possible periglacial landforms dot the landscape of western Utopia Planitia (UP) in the northern mid-latitudes of Mars (centered at 45°N-95°E) (Fig. 4.9). The landforms comprise flat-floored depressions with scalloped shapes (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2005b; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2009; Ulrich et al., 2010); spatially-associated polygonal patterned-ground (Levy et al., 2009b; Lefort et al., 2009; Mellon, 1997; Morgenstern et al., 2007; Pechmann, 1980; Seibert and Kargel, 2001); pingo-like mounds (Soare et al., 2005b; Dundas et al., 2008; Burr et al., 2009); and polygon-junctions pits (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Séjourné et al., 2010) (Fig. 4.9a).

In the last few years, close attention has been paid to these landforms because of their possible periglacial origin and, derivatively, of the putative presence of ground-ice.

The scalloped depressions are thought to be the result of ground-ice degradation (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2005b; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2009). There is an ongoing debate regarding the formation processes of these Martian depressions. Some authors suggest a formation based on thawing of ground-ice followed by evaporation (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2007, 2008). Other workers propose a formation based on sublimation of ground ice and removal of the remaining sublimation lag by eolian processes (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009).

The polygonal patterned-grounds have shape and size consistent with thermal-contraction cracking of an ice-cemented regolith (Mellon, 1997; Morgenstern et al., 2007; Levy et al., 2009b). By convention, the polygons are classified as small-sized in Utopia Planitia. This is based on the assumption that small-sized polygons (diameter $\lesssim 100$ m) are formed by thermal contraction as opposed to large polygons (few kilometers in diameter) formed by desiccation (Pechmann, 1980; McGill and Hills, 1992; Seibert and Kargel, 2001).

Some small-sized polygons are present inside the depressions while other polygons are found outside them. The intra-depression polygons show two morphological types, low-centered and high-centered, that are spatially arranged (Séjourné et al., 2009).

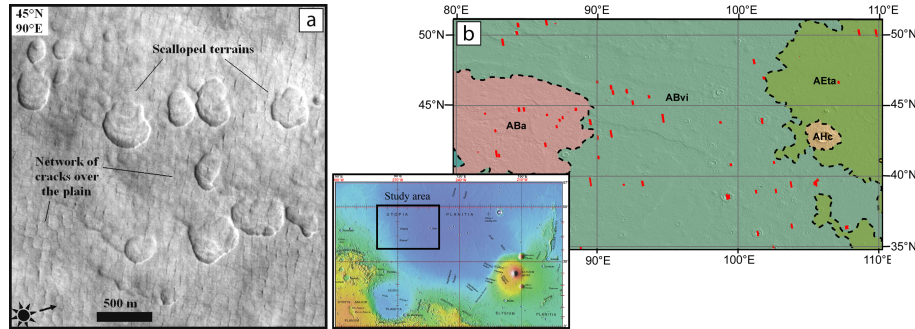


FIGURE 4.9 – (a) Assemblage of periglacial-like landforms in Utopia Planitia (CTX image P03_002070_2250_XI_45N271W). (b) Study area (80°-110°E, 35°-50°N) in the western part of Utopia Planitia and distribution of HiRISE images (~ 50) over the geological map (Tanaka et al., 2005). Image credit NASA/JPL/Univ. of Arizona.

Current models for the development of the depressions are based on the asymmetry of their slopes and of their current temperature distribution (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). According to these models, heightened insolation on their equator-facing slopes leads to an enhanced sublimation of ice and progressive poleward retreat of these slopes.

By contrast, we introduce a conceptual model in which the evolution of the depressions is equatorward and the result of enhanced degradation of their pole-facing slopes (Séjourné et al., 2009; Ulrich et al., 2010).

Here we focus on a region in western Utopia Planitia (80°-110°E, 35°-50°N) where the depressions are highly concentrated and show different morphologies (Fig. 4.9a). Our geomorphological study is based upon all High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) images available for the study area (~ 50 images); topographical data from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) orbit tracks and a HiRISE stereo Digital Elevation Model (DEM).

In this paper we have three aims : (i) discuss the possible evolution of intra-depression polygons (from low-centered to high-centered morphology), as they could be markers of depression orientation and growth ; (ii) perform a morphological classification of scalloped depressions in order to constrain their evolution ; and (iii) develop a new conceptual model to explain the growth of scalloped depressions.

4.2.2.2 Geomorphological study of western Utopia Planitia

a) The scalloped depressions

In western Utopia Planitia, scalloped depressions generally have circular to elliptical shapes with diameters ranging from tens of meters to several kilometers and depths extending to tens

of meters (Fig. 4.10) (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007).

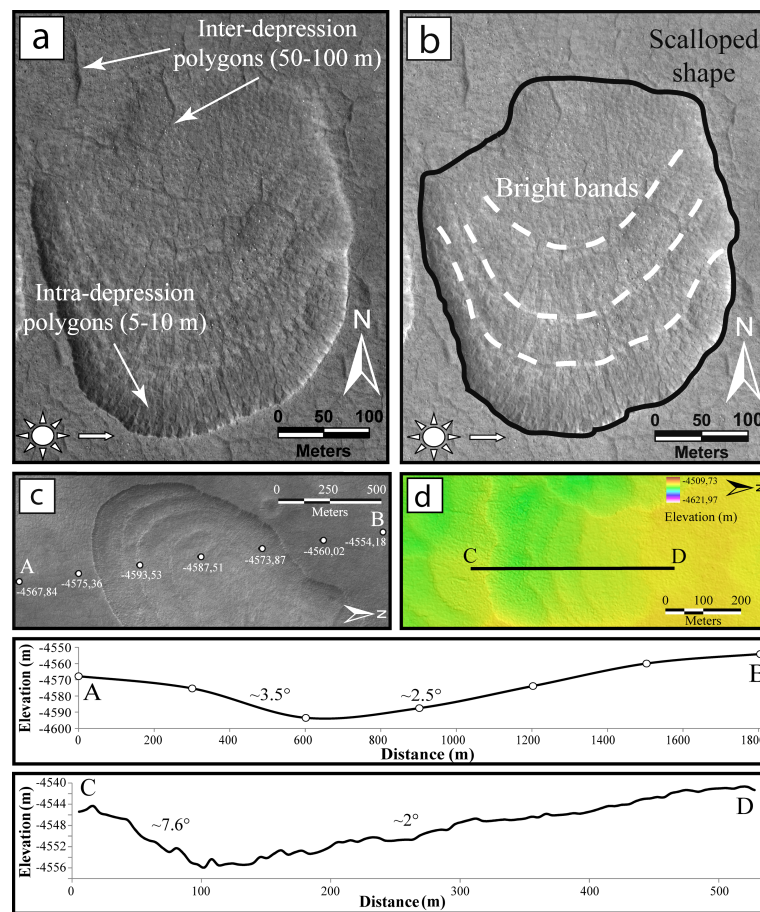


FIGURE 4.10 – Morphology of scalloped depressions in Utopia Planitia. (a) The depressions are elliptical with scalloped edges. Two types of small-sized polygons are observed, there are polygons of 50-100 m in diameter that are cross-cut by the depressions (inter-depression polygons). Smaller polygons (5-10 m) are found exclusively inside the depressions (intra-depression polygons) (HiRISE image PSP_001331_2260). (b) They show many bright bands whose origin is enigmatic. Their N-S profile is asymmetric, their pole-facing slope is steeper than their equator-facing slope. (c) Topographical profile of kilometer-size depressions by using MOLA laser track (orbit # 16881). (d) Topographical profile of depressions with a diameter of several hundreds of meters by using a HiRISE DEM (DTEEC_001938_2265_002439_2265_U01). Image credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

They are flat-floored with no raised rims and are characterized by a NS asymmetric profile ; their pole-facing slopes are steeper than their equator-facing slopes (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010). By using MOLA laser tracks (Smith et al., 1999), we have estimated the slopes of depressions having a diameter of a few kilometers (Fig. 4.10c). We used a HiRISE DEM, with a better horizontal precision of 1-2 m than MOLA (McEwen et al., 2010), to estimate the slopes for depressions with a diameter of several hundreds of meters (Fig. 4.10d). We found that the mean pole-facing aspect is $\sim 5^\circ$ and the mean equator-facing aspect is $\sim 1.2^\circ$.

Large depressions generally appear to be deeper than small-sized ones, with depths ranging from ~ 5 to ~ 70 m (Fig. 4.10c and d). Many depressions exhibit bright bands on their floors (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007) (Fig.4.10). The bands have a uniform

width (~ 8 m) and are found concentric to the pole-facing curved margins (Fig. 4.10).

As the means to help understand their possible evolution and growth, we classified the depressions (Fig. 4.11). Toward this end, we also calculated their elongation. Elongation is defined as the ratio of the latitudinal axis divided by the longitudinal axis ; the direction is determined by the latitudinal axis (Fig. 4.11d).

In the study area (80° - 110° E, 35° - 50° N), three types of depressions were distinguished based upon shape, elongation and size (> 100 depressions were studied from 7 HiRISE images) (Fig. 4.11 and Annexe 2).

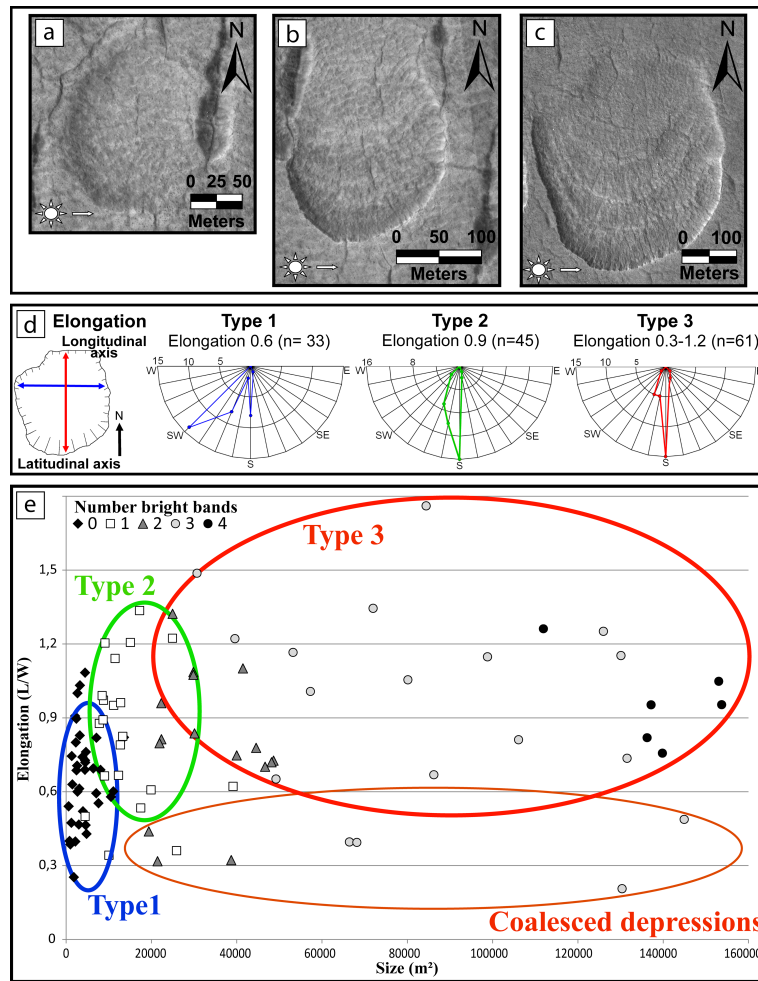


FIGURE 4.11 – Morphological classification of scalloped terrain. (a) The first type comprises small-sized depressions of 20-100 m in diameter with crescent-shapes and no bright bands inside (HiRISE image PSP_007740_2250). (b) The second type comprises medium-sized depressions of 100-200 m in diameter with circular-shapes showing 1 or 2 inner bright bands (HiRISE image PSP_007740_2250). (c) The third type comprises large-sized depressions of 0.2-5 km with scalloped-edges showing more than 2 inner bright bands (HiRISE image PSP_001331_2260). (d) The elongation of ~ 100 of depressions were calculated, and is defined as the ratio of the latitudinal axis divided by the longitudinal axis ; the direction is determined by the latitudinal axis and plotted for each class. (e) A plot of the elongation of depressions as a function of their size with different symbols corresponding to the number of inner bright bands. The plot is derived from morphometric data of ~ 100 depressions sampled from 7 HiRISE images in the study area that is included in Annexe 2. For clarity, only depression sizes < 160000 m² are presented here. Image credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

The first type comprises relatively small-sized depressions ranging from 20 to 100 m in diameter with crescent-shapes and no inner bright bands (Fig. 4.11a and e). Their mean elongation is 0.6 with a mean direction that is NNE-SSW. We did not observe depressions smaller than 20 m in diameter ; if such depressions are present, they may be unobservable because they may be too shallow to be highlighted by solar illumination.

The second type comprises medium-sized depressions that are 100-200 m in diameter and show circular-shapes with one or two inner bright bands (Fig. 4.11b and e). Their mean elongation is 0.9 with a N-S mean direction.

The third type comprises large-sized depressions with scalloped-edges and more than two inner bright bands (Fig. 4.11c and e). Their size varies from 200 m to 5 km in diameter and their elongations range from 0.3 to 1.2 (Fig. 4.11e). Some large-sized depressions having a central ridge have a low elongation (0.3) (Fig. 4.11e). This a consequence of a coalescence between two depressions.

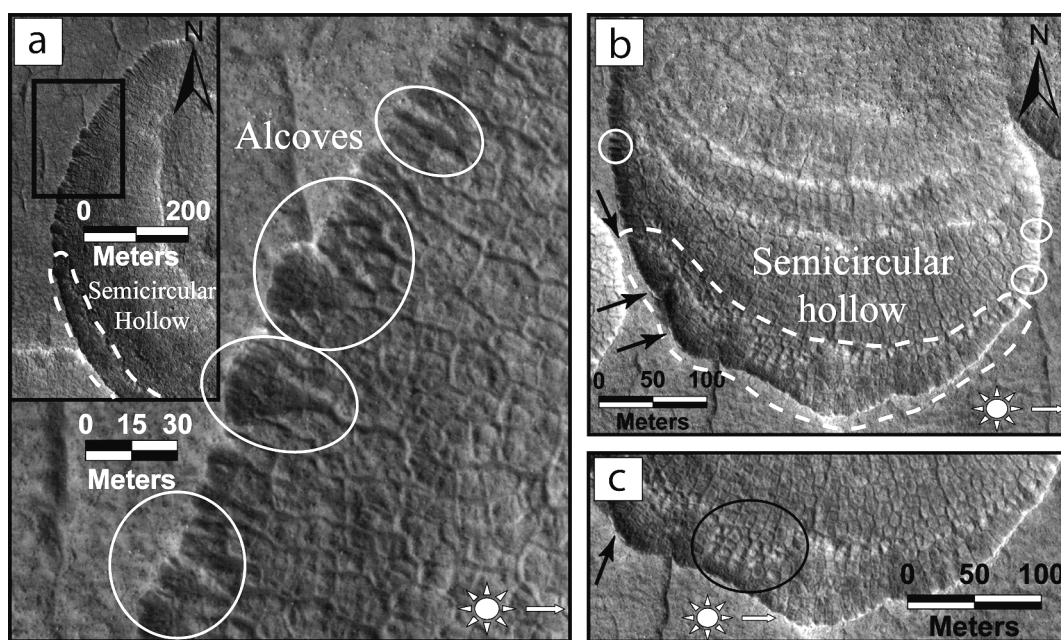


FIGURE 4.12 – Several degradational features are observed along the pole-facing scarp of depressions (HiRISE image PSP_002439_2265). (a) Small v-shaped alcoves at polygon troughs are observed along the headwall scarp (white circle), they are similar to terrestrial degraded polygon troughs. (b) Semicircular hollows (dashed line) on the pole-facing slopes are surrounded by small alcoves and fine curved cracks crossing the margin (black arrow). (c) The northern margin of hollows is defined by a higher row of polygons. Inside of them outcrop-like residual hill of high-centered polygons are observed (black circle). Image credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

The pole-facing slopes of depressions show several landforms on the headwall scarp indicative of erosion.

V-shaped alcoves in plan-view (tens of meters in diameter) are observed at some polygon troughs (white circle Fig. 4.12a). Interestingly, some alcoves show channel-like forms at their base that is similar to the morphology of the gullies observed throughout the martian mid/high latitudes (Costard et al., 2002; Malin and Edgett, 2000) and putatively thaw-degraded basins at Athabasca Valles (Balme and Gallagher, 2009).

Fine-curved cracks similar to failure cracks are found crossing the scarp along the pole-facing margin (black arrow Fig. 4.12b and c).

Next to the small alcoves, semicircular hollows with a size varying from ~ 50 m to ~ 1 km are found on the slope (dashed line Fig. 4.12b). The northern margin of semicircular hollows is indented by a row of polygons and there seems to be a topographic step between the semicircular hollows and the rows of polygons (underlined on the images by the solar illumination) (Fig. 4.12b).

Sometimes, there are small outcrops of polygons (black circle Fig. 4.12c) and barely discernable small-sized polygons (~ 6 m) inside the semicircular hollows (4.2.2.2 Fig. 4.12 c).

b) Small-sized polygonal patterned-ground

Two types of small-sized polygons are present in Utopia Planitia (Fig. 4.10a) :

- Polygons of 5-10 m in diameter that are observed uniquely within the depressions (Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2008; Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009b; Séjourné et al., 2009), they will be referred as intra-depression polygons (Fig. 4.13a).
- Larger polygons of 50-100 m in diameter that are present outside of the depressions (Seibert and Kargel, 2001; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009), they will be referred as inter-depression polygons (Fig. 4.13b).

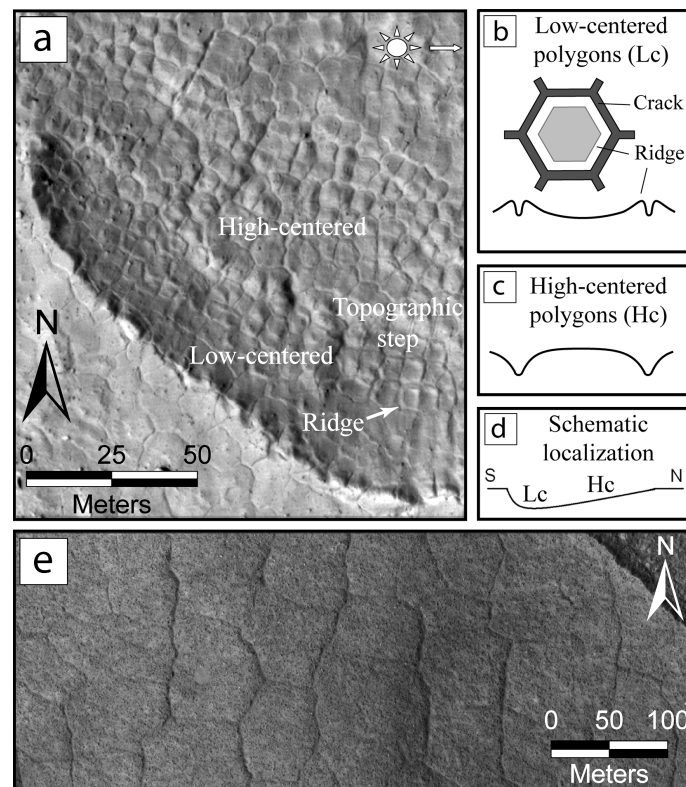


FIGURE 4.13 – (a) Intra-depression polygons (~ 6 m in diameter) that show two distinct morphologies (HiRISE image PSP_009163_2270). (b) Some polygons exhibit small ridges (1 m) at their edges and a depressed center, giving them a low-centered morphology (Lc). (c) Others are conical with no ridges, giving them a high-centered morphology (Hc). (d) There is a spatial distribution of polygons in relation to the morphology. Lc polygons are at the bottom of depressions and on their pole-facing slopes whereas Hc polygons are on their equator-facing slopes of depressions. (e) The inter-depression polygons (~ 80 m in diameter) that are observed between the depressions and on their equator-facing slopes (HiRISE image PSP_002162_2260). Image credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

In the study area, we randomly measured and compared more than ~ 400 polygons of the two types from 13 HiRISE images (cf. Annexe 3).

The intra-depression polygons are hexagonal with a mean diameter of ~ 6 m ($n=174$) (Fig. 4.13). These polygons show two distinct morphologies (Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2009). Some polygons exhibit small ridges of ~ 1 m wide ($n=115$) at their edges and a depressed center, giving them a low-centered morphology (Lc) (Fig. 4.13a and b). Others have no marginal ridges, their polygon centers are higher than their edges, giving them a high-centered morphology (Hc) (Fig. 4.13a and c).

We have also observed an interesting spatial distribution of these polygon types : Lc polygons are at the bottom of depressions and on their pole-facing slopes whereas Hc polygons are on their equator-facing slopes of depressions (Fig. 4.13d). Moreover, the limit between the two morphologies is marked by the lowest inner bright band on the equator-facing slopes (Fig. 4.13a).

The inter-depression polygons have a mean diameter of ~ 80 m with a rectangular or hexagonal shape and form a random-orthogonal pattern ($n=270$) (Fig. 4.13e). They are bordered by large troughs of ~ 3 m wide ($n=199$) (Fig. 4.13e). An interesting feature is the preferential N-S orientation of the polygons and the wider appearance of N-S troughs (roughly 20-30 %) compared with E-W ones (Fig. 4.13e).

The inter-depression polygons cross-cut small-sized depressions smaller than 100 m in diameter without changes in the crack patterns, in contrast to larger depressions where these cracks are only observed on the equator-facing slopes (Fig. 4.13a). Moreover, inter-depression polygonal troughs are narrower inside the depressions than outside of them (Lefort et al., 2009). This suggests that depressions cross-cut preexisting polygon cracks and postdate the latter (Lefort et al., 2009).

4.2.2.3 Proposed evolution of the intra-depression polygons in Utopia Planitia

a) Low-centered polygons (Lc)

On the basis of their shapes and size, the intra-depression polygons in UP have been attributed to thermal-contraction processes like polygons in periglacial environments on Earth (Lefort et al., 2009; Levy et al., 2009b).

The thermal-contraction of ice-cemented ground is produced by a rapid air temperature drop below 0°C in winter (Lachenbruch, 1962; Plug and Werner, 2001) (Fig. 4.14a). Cracks can be filled subsequently by a variety of materials : meltwater (forming ice-wedges), mineral particles (forming sand-wedges) or a combination of both (forming composite-wedges) depending on the environmental conditions (Washburn, 1973).

In “wet” regions where seasonal melting of surface snow or ground-ice takes place during summer, open cracks can be filled by water (Lachenbruch, 1962; Washburn, 1973; French, 2007) (Fig. 4.14a). Freezing of this water produces ice veinlets that evolve over repeated cycles of cracking and filling into wedge-shaped ice forming ice-wedge polygons (Fig. 4.14b) (Lachenbruch, 1962; Washburn, 1973; Mackay, 2000). They are ubiquitous in the Arctic regions where the permafrost is continuous and ice-rich ; polygon sizes range from ~ 5 -20 m in diameter in the Tuktoyaktuk peninsula (Mackenzie delta, Canada) to ~ 60 -80 m in diameter in the flood plains of the Yamal Peninsula (Siberia, Russia) ; the largest polygon size observed is ~ 70 -100 m in diameter on low sea-terraces in Siberia (Washburn, 1973; Mackay, 2000).

In “dry” but cold regions that lack atmospheric moisture and where there are strong winds such as the McMurdo Dry Valleys (Antarctica), open cracks are filled with wind-blown material

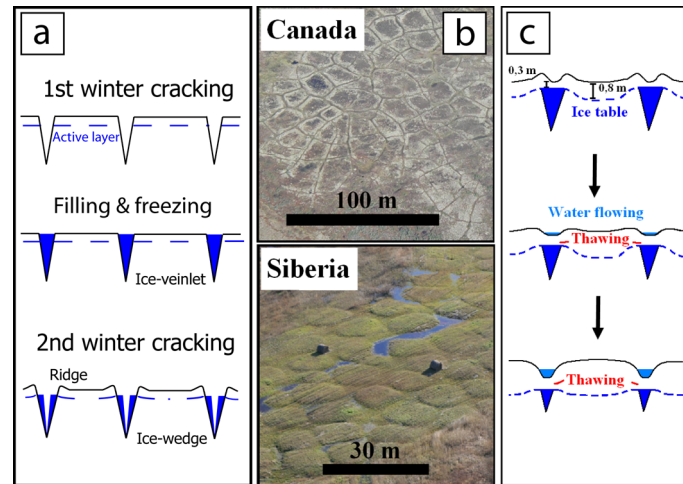


FIGURE 4.14 – Thermal-contraction polygons on Earth. (a) Formation of cracks in the frozen ground occurs by a rapid temperature drop below 0°C during winter. The cracks can be filled subsequently by liquid water. The freezing of this water forms an ice-veinlet. Over repeated cycles of cracking and filling, the veinlet evolves into wedge-shaped ice forming ice-wedge polygons. After several cycles, the polygons show a Low-centered morphology with a depressed center surrounded by small ridges on either side of the troughs. (b) Low-centered polygons in the Tuktoyaktuk Coastlands (Canada) and high-centered polygons in Central Siberia (Russia). (c) In “wet” Arctic regions on Earth, the evolution from low to high-centered polygons occurs by the thawing of ice-wedges by water run-off or ponding of water above them.

forming sand-wedges (Péwé, 1959; Marchant et al., 2002; Sletten et al., 2003). Sand-wedge polygon sizes range from 6 to 20 m (Péwé, 1959; Sletten et al., 2003).

For both ice and sand-wedge polygons, thermally-induced deformation of polygon centers during warming phases produces small ridges on either side of the cracks (Mackay, 2000; Sletten et al., 2003). After several cycles, the polygons show a Lc morphology with a depressed center surrounded by small ridges (0.5-1 m high) on either side of the troughs (Fig. 4.14b) (Péwé, 1959; Washburn, 1973).

In UP, some small-sized polygons on the floor of scalloped depressions show a Lc morphology and size similar to the Lc polygons on Earth (Fig. 4.13a). The ridges at the polygon periphery reflect a formation by sequential thermal-cracking and filling of cracks. These Martian Lc polygons are indicative of polygons that are or were aggrading.

However, it should be noted that on Mars, it is difficult to assess the nature of the filling material because sand-wedges and ice-wedges generate similar surface morphologies.

b) Change from low-centered (Lc) to high-centered polygons (Hc)

In UP, a continuum of intra-depression polygon morphology from Lc to Hc is observed inside the scalloped depressions (Fig. 4.15a). There is a progressive disappearance of the peripheral ridges as well as a widening of the troughs from the bottom of depressions to the top of their equator-facing slope (Fig. 4.15b). Further north, Hc polygons become increasingly flat and with their troughs being filled with materials, their convex shape disappears progressively (Fig. 4.15c).

Interestingly, this spatial change in the morphology of polygons is similar to the change of polygon morphology that occurs on Earth.

In “wet” Arctic regions, the formation of Hc polygons occurs when ice-wedges undergo thawing by fluvio-thermal erosion due to water run-off or by ponding of water along depressed polygonal troughs (Fig. 4.14c) (Washburn, 1973; Fortier et al., 2007). The widening and deepening of troughs caused by water run-off leads to the formation of a localized hydrological system along the polygonal network (Washburn, 1973; Murton, 2001; Fortier et al., 2007).

In some instances, the ponding of water induces the formation of pits at the junctions of three or more polygons (Czudek and Demek, 1970; Washburn, 1973).

In the McMurdo Dry Valleys, the evolution from Lc to Hc polygons and then ultimately to flat-centered polygons is also observed but is due to the sublimation of ground-ice. The model developed by Marchant et al. (2002) deals specifically with the formation of Hc polygons by thermal-cracking and sublimation of underlying buried glacial-ice.

Other models, not based on the occurrence of buried glacial ice, depict the evolution of polygons over an ice-cemented permafrost by lowering of the troughs and subsequent flattening of polygon centers (Sletten et al., 2003; Bockheim et al., 2009). This evolution from Lc to Hc morphology is tied to the aggradation of composite-wedges (wedge $\sim 5\text{-}10\%$ ice) as well as the sublimation of cementing-ice in and near the wedges themselves (Sletten et al., 2003).

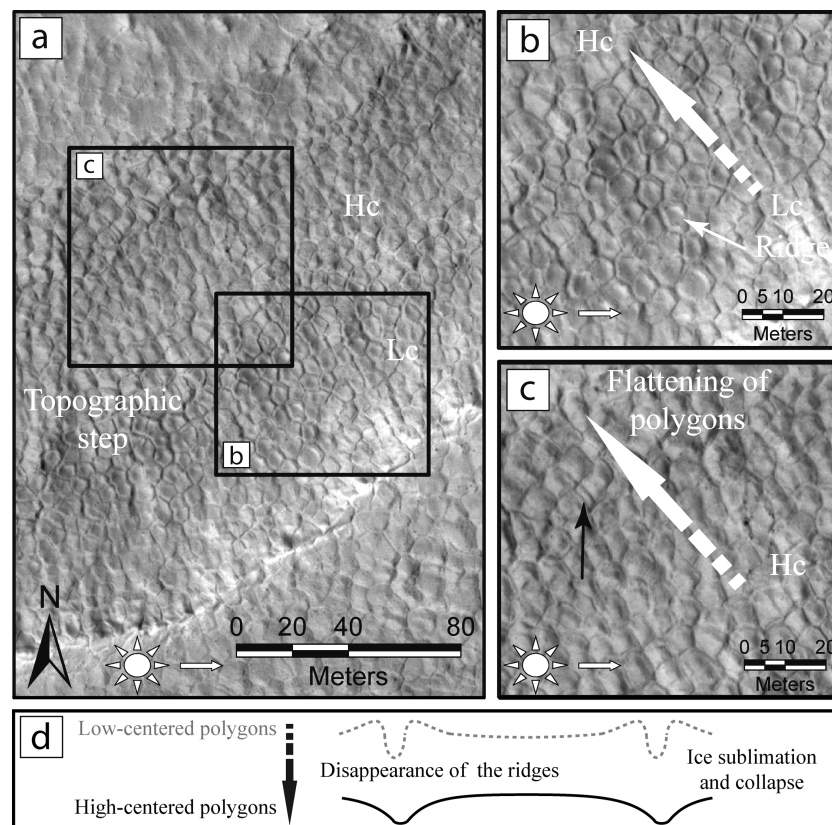


FIGURE 4.15 – Evolution of the intra-depression polygons. (a) There is a spatial change of polygon morphology reflecting a progressive evolution from low-centered (Lc) to high-centered polygons (Hc). (b) Evolution from Lc polygons to Hc polygons by a progressive degradation of peripheral ridges and widening of the polygonal troughs. (c) Hc polygons become increasingly flat with the convex-shapes disappearing progressively. The polygon troughs are filled by material (black arrow). (d) The absence of thaw-related features along polygonal troughs assumes a morphological evolution by sublimation and collapse of the polygon edges. HiRISE image PSP_009163_2270, image credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

By using the evolution of wedge polygons on Earth as a benchmark, we suggest that the spatial evolution of polygon morphology inside depressions in UP reflects a temporal evolution from Lc to Hc polygons (Fig. 4.15a). Inside the Utopian depressions, neither evidence of run-off features along slopes nor evidence of pits at the polygon junctions are observed (Fig. 4.15a and b). The absence of characteristic thaw-related features and the similarity with the polygon evolution in Antarctica weaken the plausibility of the thaw origin for the Martian polygon evolution.

Therefore, we suggest that the change in morphology is produced by sublimation of ice and subsequent collapse of polygon edges (Fig. 4.15d). This leads to the degradation of peripheral ridges and the filling of polygon troughs leading to the observed convex shape and, ultimately, to the flattening of polygons (Fig. 4.15b).

Thus, we identified a possible sequence of evolution inside the depressions in which the Lc represents polygons in aggradation and Hc corresponds to polygons in degradation.

4.2.2.4 Origin and development of scalloped depressions in western Utopia Planitia

Most depressions observed in UP show a N-S trending asymmetry of their slopes. This slope asymmetry is also shared with scalloped depressions in Amphitrites and Peneus Paterae in the southern hemisphere (Plescia, 2003; Zanetti et al., 2010). Interestingly, for both sets of depressions the asymmetry is the same, the pole-facing slope being steeper than the equator-facing one (Plescia, 2003; Zanetti et al., 2010). The hemispheric distribution of the depressions at comparable latitudes ($\sim 45^\circ$) with similar asymmetry and the latitude-dependence of the depression distribution are thought to be the product of obliquity-driven insolation (Plescia, 2003; Morgenstern et al., 2007).

Current models of scallop evolution are based on the observation that current surface temperatures are higher on the equator-facing slopes of depressions and by analogy with periglacial asymmetrical valleys on Earth (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Zanetti et al., 2010).

According to these models, greater insolation on the equator-facing slopes of depressions than on their pole-facing slopes would lead to more sublimation of ice. The removal of cementing-ice would result in softening of their equator-facing slope by downward movement of loose materials (Morgenstern et al., 2007). During low-obliquity periods, this process would produce topographically asymmetric depressions, with a progressively poleward retreat of their gentler slopes (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009).

a) Evolution of scalloped depressions by an equatorward retrogressive expansion

Based on the geomorphological observations describe below, we propose an alternate model of scalloped depression development in UP.

Firstly, we describe the possible temporal evolution of the depressions based on our depression classification (Fig. 4.16a).

The evolution runs from relatively small-sized crescent-shaped depressions (type 1) to larger depressions with scalloped-edges (type 3) (Fig.4.16a). As the depressions increase in diameter from a few tens meters to several hundred meters, their elongation increases (0.6 to 1-1.2) (Fig. 4.11e). Since the direction of elongation is dominantly N-S, we hypothesize that the development of the depressions is essentially in a N-S direction.

Eventually, the coalescence between depressions could occur resulting in a depression with a small elongation (0.2-0.3) (Fig. 4.11e and 4.16b). Inside large-sized depressions (type 3),

second order small-sized depressions (type 1) occur preferentially in the southern part.

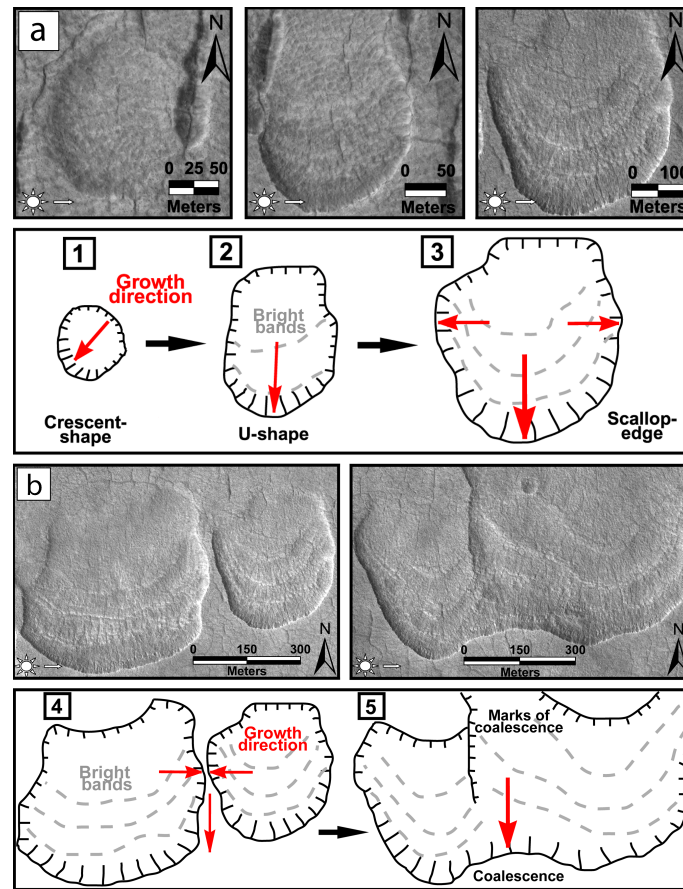


FIGURE 4.16 – Morphological evolution of scalloped depressions. (a) The evolution runs from small-sized (type 1) to large-sized depressions (type 3). As they develop, their elongation increases (0.6 to 1). Since the direction of elongation is dominantly N-S, we hypothesize that the expansion of the depressions is essentially in a N-S direction. With their evolution, more and more bright bands are observed. (b) Eventually the depressions could coalesce resulting in a small elongation (0.2-0.3). Image credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

Secondly, several features along the pole-facing scarp of the depressions are indicative of degradation and erosion of the scarp (Fig. 4.12).

The curved cracks are similar to subsidence cracks and point to scarp failure. The v-shaped alcoves around polygons are reminiscent of terrestrial highly degraded polygon troughs around Hc polygons known as baydjarakhs in Siberia (Fig. 4.12a) (Czudek and Demek, 1970).

The alcoves represent a place where scarp degradation and erosion could have originated. The outcrops of Hc polygons standing inside the semicircular hollows are suggestive of residual-hills of terrestrial degraded “baydjarakhs” polygons.

Inside semicircular hollows, barely discernable polygons could be polygons in aggradation or almost completely degraded, assuming a resurfacing of polygonized pole-facing slopes.

The cirque-shaped headwall of semicircular hollows, their elevation lower than depression floors as well as outcrops of degraded polygons indicate a formation of hollows by downwearing and backwearing due to removal of ice. Moreover, the inferred morphological transition from alcoves at polygon troughs to larger hollows could be indicative of degradation propagating along scarps.

Thus, these landforms indicate the retrogressive degradation/erosion of polygonized pole-facing slopes. The steepness of the scarp reflects relatively recent activity with the alcoves having evolved into semicircular hollows and then having retreated by retrogressive erosion. The N-S length of the hollows gives an indication of the retreat (~100 m).

Thirdly, understanding the evolution of the intra-depression polygons conceptually helps to frame the development of the depressions.

Aggrading Lc polygons occur on the floor of depressions whereas older degrading Hc polygons occur on the equator-facing slopes. At the same time, the degradational landforms indicate that more degradation occurs on pole-facing slopes than on equator-facing ones. Indeed, complete degradation and re-formation of polygons occur on pole-facing slopes.

We suggest that the degradation and erosion of the polygonized pole-facing slopes lead to development of depressions in an equatorward direction.

b) Equatorward development due to insolation-driven degradation of pole-facing slopes

Formation of scalloped depressions : sublimation vs. thawing processes

Earlier studies point to a possible thermokarst origin of the Utopian depressions (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008). The term thermokarst denotes the processes and landforms associated with degradation of ground-ice in permafrost and subsequent subsidence (Czudek and Demek, 1970; Murton, 2001). The development of thermokarst results from the thermal destabilization of permafrost and the deepening of an active-layer consequently of the increase in surface temperature (Soloviev, 1973b; Murton, 2001).

On Earth, in "wet" periglacial regions such as the Northern Canada and Central Yakutia (Siberia), the thermal destabilization of permafrost results in the phase transition of the water from solid to liquid : thawing.

In these regions, lakes formed by extensive thermokarst processes (named thermokarst lakes) are extremely common in areas underlain by a continuous and ice-rich permafrost. They are the result of subsidence of the ground following the volumetrically substantial loss of excess-ice by thawing (amount of ice exceeding the natural pore water content in a non-frozen state) (Czudek and Demek, 1970; Soloviev, 1973b; Murton, 2001).

The lakes are roughly circular to elongate with a flat floor and smooth margins, their diameters range from a few hundred meters to several km with a depth extending no further than a few meters (Fig. 4.17a) (Soloviev, 1973b; Murton, 2001; French, 2007). Most of the lakes are connected by small creeks created by fluvio-thermal erosion of the ice-wedge network (Washburn, 1973).

By contrast, in the McMurdo Dry Valleys of Antarctica, dry atmospheric conditions favor the phase transition of water from solid to gas (sublimation). According to French (2007), the formation of so-called sublimation polygons in Antarctica by sublimation of buried-ice is regarded as a form of thermokarst activity.

Although most authors agree that the Martian depressions are the result of degradation of ground-ice, there is an ongoing debate regarding their formation processes. Some workers suggest the depressions form as the result of thawing ice-rich permafrost and the subsequent loss of meltwater by evaporation (Costard and Kargel, 1995; Soare et al., 2007, 2008). This is based on the observation of inner steps within the depressions and orthogonally-oriented polygons that, on Earth, would be indicative of water being lost intermittently within a lacustrine basin (Soare et al., 2008).

Other authors propose an origin by the sublimation of ground-ice and the subsequent removal of a sublimation lag by eolian processes (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Zanetti et al., 2010). The second hypothesis is derived of current atmospheric conditions of extreme aridity and low pressure on Mars that mirror the McMurdo Dry Valleys where ground ice undergoes modification by sublimation (Morgenstern et al., 2007).

The geomorphologic comparison of the depressions in UP with the thermokarst lakes on Earth and landforms formed by thawing on Mars, in Athabasca Valles (Balme and Gallagher, 2009), could help to assess the formation processes of the scalloped depressions.

In Athabasca Valles, an assemblage of landforms including polygonally-patterned surfaces bounded by shallow basins containing pingo-like mounds and associated dendritic channels and gullies are formed by thawing of ground-ice (Balme and Gallagher, 2009).

The scalloped depressions in UP are similar in shape and size to the thermokarst lakes on Earth making them consistent with a thermokarst origin (Fig. 4.17). In addition, the alcoves at polygon troughs and semicircular hollows observed on headwall scarps show a retrogressive degradation of the polygonized pole-facing slopes by removal of ground-ice.

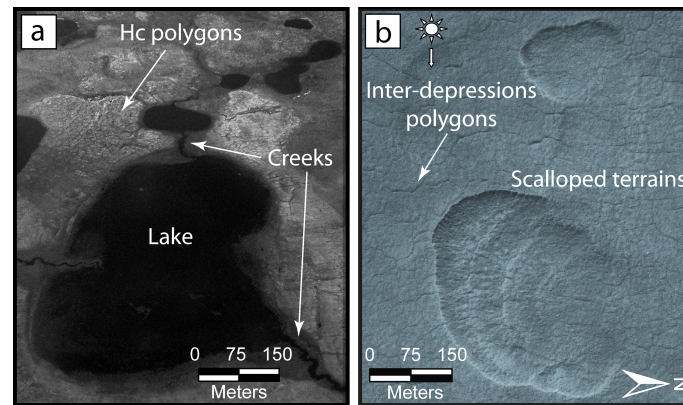


FIGURE 4.17 – Comparison between periglacial landforms in Canada and Utopia Planitia (a) On Earth thermokarst lakes are produced by thawing of ground-ice (aerial picture of the Tuktoyaktuk Coastlands, Canada). They are generally circular to elliptical with diameter ranging from few hundred meters to several km and a depth of a few meters. They have scalloped margins due to coalescence with another lake and are often connected via degraded high-centered polygon (Hc) networks linked by small creeks. (b) The depressions in Utopia Planitia are similar in morphology and size with the thermokarst lakes on Earth. They are associated with small-sized polygons and show scalloped-edges interpreted to be due to coalescence. However no thaw-related features are observed (run-off features, connection between depression through polygonal network) suggesting that they could be formed by sublimation of ground-ice (HiRISE PSP_002162_2260). Image credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

However, several geomorphologic differences arise from the comparison : neither run-off features such as fluvial features and fluvial-fan deposits at the bottom of depressions ; nor connections between depressions via the polygonal network are observed in UP (Fig. 4.17b). So we suggest that the development of depressions occurs by degradation of ground-ice by sublimation.

Nevertheless, the channel-like forms observed on the pole-facing scarp of one depression ask questions. They are similar to terrestrial thaw-formed gullies utilizing the polygonal network and would show that thawing may have occurred. This having been said, they are not well

developed (no fan deposits are observed) and are only observed inside one depression. They could be indicative of highly localized and transient conditions under which thawing might have occurred.

Proposed scenario during high-obliquity periods of Mars

We showed that the origin and development of scalloped depressions in UP is equatorward due to enhanced degradation of ground-ice by sublimation of their pole-facing slopes.

In order to account for this equatorward expansion, we have developed a conceptual model in which the pole-facing slopes of depressions receive more incident solar radiation than the equator-facing slopes. Heightened near-surface temperature induces greater degradation of ground-ice by sublimation due to a relatively deeper destabilization of these slopes (Fig. 4.18a). Locally enhanced sublimation on pole-facing slopes of depressions leads to a more volumetrically substantial loss of ground-ice by sublimation (Fig. 4.18a). Subsequently, the loss of structural integrity in the ground engenders more subsidence on these slopes and retrogressive equatorward expansion producing the slope asymmetry of the depressions (Fig. 4.18a).

The only way to develop such equatorward expansion is a scenario where the pole-facing slopes receive more solar radiation during summer than the equator-facing slopes during high-obliquity periods (45°) (Costard et al., 2002). Variations in the orbital parameters such as obliquity and eccentricity control the insolation and thus, the climate on Mars (Costard et al., 2002; Madeleine et al., 2009). Mars is thought to have undergone important variations in obliquity and eccentricity during the last 10 Myr (Laskar et al., 2004) which is in accordance with the relatively young age of the surface of UP where only few craters are observed (possibly Late Amazonian) (Tanaka et al., 2005).

In summary, we propose a sequential evolution of depressions during high-obliquity periods of Mars (Séjourné et al., 2009).

The pole-facing slopes of initial shallow depressions would receive more solar radiation than the equator-facing slopes (Fig. 4.18b), the propagation of thermal waves in near-surface would be asymmetrical ; deeper on their pole-facing slopes than on their equator-facing slopes (stage 1).

In turn, this would trigger sublimation/subsidence inducing destabilization of scarps and formation of subsidence cracks (stage 2).

The sublimation of ground-ice occurs at polygon troughs along scarps producing v-shaped alcoves. As the degradation of ground-ice continues, small alcoves develop into larger semicircular hollows that expand downward (stage 3). Eolian deflation maintains the ice table close to the surface by blowing away the lag deposit left after sublimation of ice.

The retrogressive expansion of semicircular hollows makes depressions deeper, the polygons are either completely degraded or preserved in outcrop-like residual hill (stage 4).

On equator-facing slopes, the polygons are also degraded by sublimation and evolve from the Lc to the Hc morphology. Inside these hollows, exposure of a newly-degraded floor to lower temperatures induces thermal-contraction cracking and formation of polygons (stage 5).

As this process repeats itself, sublimation and retrogressive erosion occur layer by layer on pole-facing slopes and this leads to an equatorward expansion of scalloped depressions (stage 6).

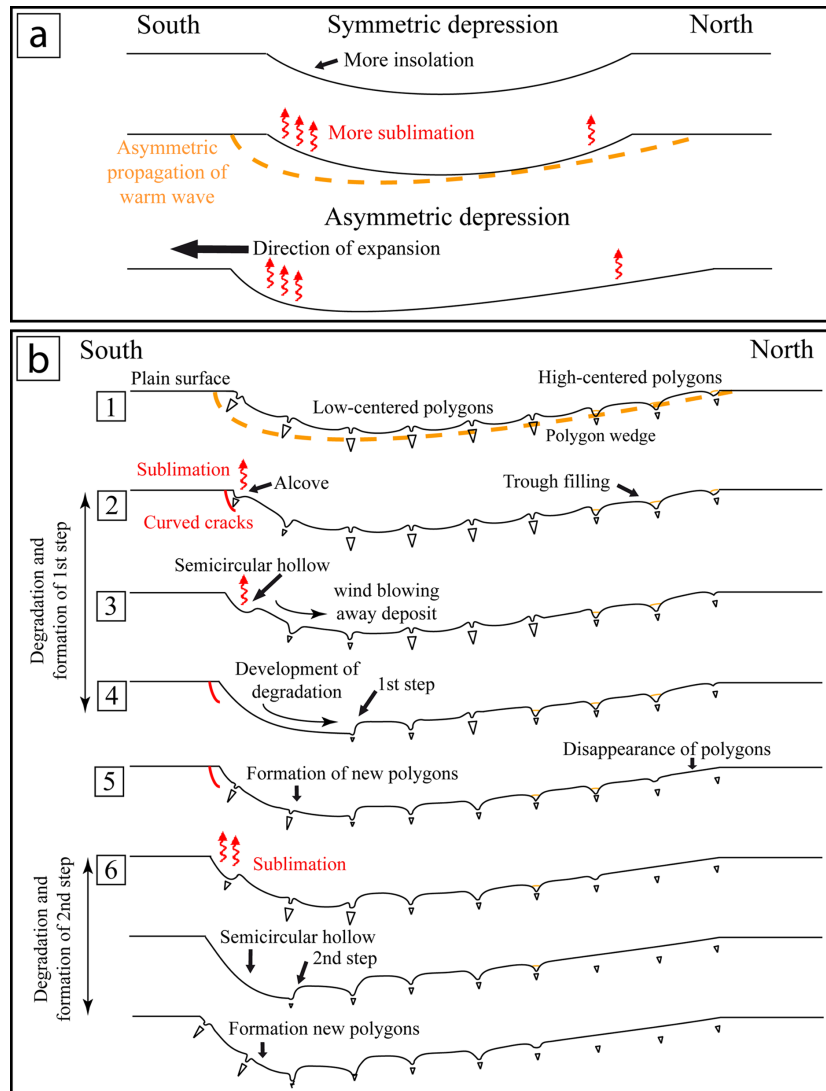


FIGURE 4.18 – (a) Conceptual sublimation model of scalloped depressions during periods of high obliquity (45°). The pole-facing slope receives more incident solar radiation. The heightened near-surface temperature induces a greater degradation by sublimation on the pole-facing slope. The disappearance of ice being more important, it leads to a greater collapse and produces the asymmetry of the depression. The pole-facing slope still receiving more insolation, the development of depressions is equatorward. (b) Conceptual model of the expansion of scalloped depressions by an equatorward retrogressive sublimation during of high-obliquity periods (45°).

4.2.2.5 Conclusion

By using HiRISE images associated with MOLA data and HiRISE DEM, we have carried out a study of flat-floored depressions with scalloped-shape and spatially-associated small-sized polygons in western Utopia Planitia (80° - 110° E, 35° - 50° N). Current models have suggested that development of scalloped depressions is poleward.

By contrast, we propose a model of landscape formation that shows the equatorward expansion of scalloped depressions during high-obliquity periods of Mars. This model is based upon three points : (1) a morphological classification of depressions representing their temporal evolution in a N-S direction ; (2) semicircular hollows and cirque-shaped alcoves indicative of

retrogressive degradation of pole-facing slopes by sublimation of ground-ice ; and (3) a spatial evolution of intra-depression polygons from Lc to Hc morphology by sublimation reflecting the direction of depression development.

4.2.2.6 Acknowledgments

Authors are funded by the Programme Nationale de Planétologie (PNP) of Institut National des Sciences de l'Univers (INSU). We acknowledge the Orsay Planetary Picture Library for the data provided and images processing (<http://fototek.geol.u-psud.fr>) as well as the HiRISE Team for the fantastic HiRISE images.

Permits for field studies in Tuktoyaktuk and Inuvik were issued by the Aurora Research Institute, Inuvialuit Land Administration, the Tuktoyaktuk Hunters and Trappers Association. Special thanks to Robin Felix and James Pokiak for their assistance in the field and Rachael Morgan for help with the syntax. We thank reviewers M. R. Balme and O. Bourgeois for their thoughtful and constructive comments.

4.2.3 Discussion complémentaire

Cette étude de la morphologie des “scalped depressions” et des polygones va nous permettre de répondre à plusieurs questions.

4.2.3.1 Evolution des polygones intra-dépressions

Pour la première fois, nous avons documenté une évolution des polygones dans Utopia Planitia similaire à l'évolution communément observée dans les régions périglaciaires terrestres (cf. section 4.2.2.3). A l'intérieur des “scalped depressions”, nous avons interprété le changement de morphologie des polygones de concave à convexe (“low-centered” à “high-centered”) comme reflétant une évolution temporelle des polygones par sublimation de la glace (Fig. 4.15). Nous nous sommes servi de cette évolution progressive des polygones comme un indicateur du développement orienté des dépressions.

Levy et al. (2009a) ont proposé un modèle d'évolution pour des polygones (6 m de diamètre) se trouvant dans des cratères d'impact kilométriques dans Utopia Planitia. Ces cratères d'impact présentent à l'intérieur des “concentric crater fills” interprétés comme étant des glaciers recouvert de débris rocheux (cf. chapitre 1 section 1.2.3.4) (Lucchitta, 1981; Squyres, 1978; Carr, 2001; Levy et al., 2010b). Dans ce modèle, les polygones évoluent d'une forme convexe à concave par sublimation de glace massive d'origine glaciaire (Fig. 4.19) (Levy et al., 2009a). Les polygones sont initialement convexes (Fig. 4.19a-c) et formés de manière analogue aux polygones de sublimation de l'Antarctique (cf. chapitre 3 section 3.1 Fig. 3.2). Ensuite, la sublimation étant stoppée par l'accumulation de matériel isolant au niveaux des coins des polygones, la sublimation se déplace vers le centre des polygones. Ceci provoque une subsidence du centre des polygones, entraînant une évolution de la forme des polygones vers une forme concave (Fig. 4.19c-d) (Levy et al., 2009a).

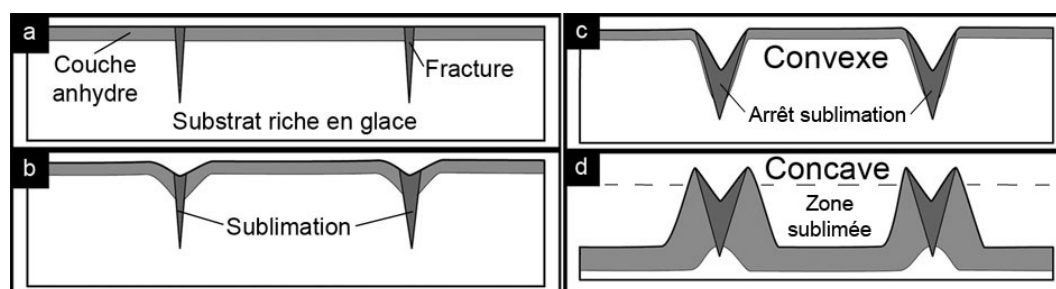


FIGURE 4.19 – Schéma de (a-c) formation de polygones convexe par sublimation de glace via des fractures de contraction thermique et (c-d) de l'évolution des polygones de convexe à concave par sublimation du centre du polygone, à l'intérieur de cratères d'impact ayant des “concentric crater fills” dans Utopia Planitia. Modifié d'après (Levy et al., 2009a).

Bien que ce modèle d'évolution soit intéressant, il comporte quelques incohérences. Premièrement, Levy et al. (2009a) n'expliquent pas comment la sublimation peut se produire au centre des polygones. Si l'arrêt de la sublimation au niveau des sillons des polygones est dû à l'accumulation de matériel isolant, il n'y a par contre, pas d'explication au sujet du déclenchement de la sublimation au centre des polygones.

Deuxièmement, les polygones concaves décrits dans l'évolution de Levy et al. (2009a) n'ont pas la même morphologie que ceux de notre étude. Les polygones concaves de notre étude sont caractérisés par des sillons polygonaux en dépression et bordés par une ride périphérique (Fig.

4.13b). Cette morphologie est typique de cycles de contraction thermique et de remplissage des fractures par du matériel (cf. section 4.2.2.3).

Troisièmement, l'évolution (convexe à concave) de Levy et al. (2009a) est en contradiction avec l'évolution morphologique des polygones communément observée sur Terre (concave à convexe).

Pour toutes ces raisons, nous pensons que le schéma d'évolution des polygones de Levy et al. (2009a) ne peut pas être extrapolé aux polygones observés à l'intérieur des dépressions de la plaine d'Utopia Planitia.

4.2.3.2 Processus de formation des "scalped depressions"

La comparaison entre les "scalped depressions" et les lacs thermokarstiques sur Terre nous a permis de caractériser le processus de formation des dépressions martiennes (Fig. 4.17). Notre étude montre que la dégradation thermokarstique du pergélisol serait le résultat de la sublimation de la glace du pergélisol (cf. section 4.2.2.4).

D'autres auteurs ont également proposé que ces dépressions martiennes seraient formées par sublimation (Plescia, 2003; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009; Zanetti et al., 2010). Cependant, aucun de ces auteurs n'a discuté les conditions requises afin de former des dépressions de grand diamètre par sublimation de la glace.

La sublimation de glace de pore sur Terre

Sur Mars comme sur Terre, la sublimation de glace contenue dans les pores d'un sol gelé est un processus complexe (Law and Van Dijk, 1994; Mangold, 2011). La présence de particules minérales (le sédiment) dans le milieu complique grandement le processus de sublimation (Law and Van Dijk, 1994). En effet, le sédiment limite la surface de la glace sur laquelle la sublimation se produit. En outre, la présence du sédiment modifie les paramètres contrôlant la sublimation comparée à la sublimation de glace pure.

La sublimation de la glace est un processus de transfert de chaleur et de masse (Law and Van Dijk, 1994). La chaleur apportée au front de sublimation par conduction transforme la glace en vapeur générant un transfert de masse vers l'atmosphère. Toutefois, dans le cas de la sublimation de glace enfouie, la diffusion de la vapeur d'eau est compliquée par la couche de sol anhydre par dessus.

Farmer (1976) écrit une expression pour calculer le flux de vapeur d'eau à travers une couche poreuse de sol anhydre. Le taux de sublimation de la glace est conditionné par la diffusion de la vapeur d'eau à travers la couche poreuse de sol anhydre qui est contrôlée par la dimension des particules et par l'épaisseur de la couche. En supposant une atmosphère sèche, le taux de sublimation de la glace E s'exprime :

$$E = \frac{D \cdot M_{H_2O} \cdot P_{sat}}{R \cdot T_s \cdot L \cdot \rho_{glace}}$$

E est le taux de sublimation (exprimé en m.s^{-1}), D est le coefficient de diffusion, M_{H_2O} est la masse molaire de l'eau, R est la constante des gaz parfaits, ρ_{glace} est la masse volumique de la glace (917 kg.m^{-3}) et P_{sat} est la pression de la vapeur saturante à une température donnée T_s (en K).

La sublimation de glace de pore dépend de plusieurs variables dont l'importance varie fortement selon les études en laboratoire ou en extérieur. Ces variables sont la température de l'air,

la vitesse du vent, la concentration en glace du sédiment, l'humidité relative, et les propriétés physiques du sédiment (granulométrie, tortuosité, ...) (Law and Van Dijk, 1994).

La variable la plus importante est la température de surface et/ou température de l'air juste au dessus de la surface. En effet, c'est elle qui fournit l'énergie nécessaire afin d'induire le changement d'état de la glace (Luikov and Lebedev, 1973). Plus la température de l'air est basse et plus la sublimation est faible (Lin, 2002).

La seconde variable la plus importante est l'activité éolienne. Le vent est un facteur important dans la sublimation car c'est un agent de transport de la vapeur d'eau produite par la sublimation. En accentuant la diffusion de vapeur d'eau depuis le front de sublimation, le vent augmente le taux de sublimation (Yershov et al., 1973; Van Dijk and Law, 1995). En outre, la sublimation de la glace de pore produit un dépôt desséché de particules au dessus de la surface gelée. Afin de faciliter la sublimation, il est nécessaire que le front de sublimation de la glace soit proche de la surface/atmosphère en éliminant ce dépôt desséché par l'activité éolienne.

La teneur en glace du sédiment gelé est une variable pouvant contrôler la sublimation. L'importance de la teneur en glace n'est pas unanime parmi les études terrestres mais certains auteurs suggèrent que la teneur en glace déterminerait la cohésion entre les particules (Law and Van Dijk, 1994). Ainsi un sédiment ayant une faible teneur en glace posséderait une cohésion plus faible, la sublimation serait ainsi facilitée (Van Dijk and Law, 1995). Autrement dit, comme la chaleur latente nécessaire pour que la sublimation se produise augmente avec la teneur en glace d'un sédiment, le taux de sublimation d'un sédiment ayant une forte teneur en glace est relativement plus faible que pour un sédiment ayant une faible teneur en glace (French, 2007; Dupeyrat et al., 2011).

L'humidité relative de l'atmosphère et les caractéristiques physiques du sédiment jouent également un rôle dans la sublimation mais ce rôle est mineur comparé aux autres variables (Law and Van Dijk, 1994). Cependant, dans le cas d'Utopia Planitia, l'humidité de l'atmosphère ou la taille des particules des sédiments restant totalement inconnues, nous ne pourrions pas discuter ces variables.

Application aux “scalloped depressions”

Dans le cas de la formation des “scalloped depressions”, nous allons examiner les différentes variables pouvant contrôler la sublimation de la glace de pore. Le but est de déterminer les conditions requises afin que la sublimation de la glace d'un pergélisol puisse former ces dépressions.

1) L'insolation joue un rôle primordial dans la sublimation de la glace en fournissant l'énergie nécessaire au changement d'état. L'insolation provoque une augmentation de la température de surface de la pente face à l'équateur des dépressions et une déstabilisation thermique du pergélisol sur cette pente entraînant la sublimation de la glace.

2) La formation de vastes dépressions suppose une sublimation de la glace importante. Le vent a ainsi pu jouer un rôle en éliminant le dépôt desséché issu de la sublimation de la glace. En effet, tous les modèles présument que l'activité éolienne a permis cette élimination. Par exemple, Lefort et al. (2009) et Zanetti et al. (2010) ont suggéré que les “dust devils” sont responsables de la suppression de ce dépôt sec. Cependant, nous pensons que ces tornades ne peuvent pas être responsables de la totalité de l'ablation de ce dépôt et ceci pour plusieurs raisons. Tout d'abord, aucune trace de “dust devils” n'est observée dans la zone de forte concentration des dépressions ($\sim 45^\circ\text{N}$). De plus, les “dust devils” ne transportent qu'une faible quantité de poussière lors de leur passage selon une bande de quelques mètres de large pour quelques centaines de mètres de long (Balme et al., 2003).

Dans Utopia Planitia, aucun dépôt éolien (dunes, ...) ou trace d'érosion éolienne (yardangs, ...) indiquant une activité éolienne importante n'est observé à l'intérieur des dépressions ou sur la plaine (Ulrich et al., 2010). Ceci représente un paradoxe, l'activité éolienne est requise afin de permettre une sublimation continue mais aucune morphologie ne confirme son action. Deux hypothèses peuvent être avancées. Premièrement, l'activité éolienne a pu être très importante et favoriser un fort transport des particules minérales. Les dépôts ont pu former des dunes ou des dépôts de loess dans des régions éloignées d'Utopia Planitia. Deuxièmement, la teneur en glace du pergélisol peut être importante, par conséquent sa sublimation génère un faible dépôt de matériel desséché. Ce dépôt de particules a pu être éliminé par le vent ou s'être redéposé au fond des dépressions.

Il semble difficile différencier avec certitude ces deux hypothèses. Toutefois, l'analogie que nous avons établie avec l'assemblage de modelés de Yakoutie Centrale ou de Tuktoyaktuk et la présence de "scalped depressions" de diamètre plurikilométrique, et profonde de plusieurs dizaines de mètres, semblent indiquer que la teneur en glace du pergélisol est importante. Nous pensons donc que la sublimation a probablement joué un rôle secondaire, mais non moteur, dans la sublimation. Elle a pu entretenir la sublimation en éliminant le dépôt desséché sur la pente face au pôle des dépressions où la dégradation du pergélisol semble être la plus intense (cf. section 4.2.2.4 et Fig. 4.18). Les particules issues de ce dépôt desséché ont pu se déposer au fond des dépressions.

3) Enfin, l'absence d'une activité éolienne importante semble montrer que la dimension importante des dépressions (diamètre plurikilométrique et profondeur ~ 70 m) dépendrait en partie de la teneur en glace du pergélisol. En effet, cette teneur en glace pourrait être suffisamment forte sur une grande profondeur pour que la disparition de la glace par sublimation puisse engendrer une subsidence du sol importante.

Conclusion

Ainsi, grâce à notre étude géomorphologique des "scalped depressions" nous avons pu discuter des conditions nécessaires afin que la sublimation de la glace de pore puisse former ces dépressions. L'insolation joue un rôle primordial en apportant l'énergie nécessaire afin de déclencher la sublimation en déstabilisant thermiquement le pergélisol. L'activité éolienne est nécessaire pour enlever le dépôt desséché qui se forme au fur et à mesure de la sublimation. Cependant, l'absence de dépôt éolien (dunes, ...) ou de trace d'érosion éolienne dans Utopia Planitia semble montrer que cette activité soit peu importante. Nous suggérons que le vent a permis de maintenir la sublimation en éliminant le dépôt desséché sur la pente face au pôle des dépressions et en déposant ce matériel au fond de ces dernières.

En définitive, la dégradation importante d'un pergélisol riche en glace par sublimation n'ayant jamais été observée sur Terre, il est difficile de bien concevoir la morphologie résultante de ce processus. C'est pourquoi, nous pensons que des simulations thermo-climatiques et/ou des simulations expérimentales en laboratoire sont nécessaires afin de mieux comprendre la sublimation d'un pergélisol riche en glace.

Dans le but de comprendre l'action du vent sur le processus de sublimation, nous avons mené une expérience préliminaire. Le dispositif expérimental est composé d'une petite soufflerie générant du vent sur un bloc de glace CO₂ en train de sublimer (Fig. 4.20a). Le dispositif se trouve sous une hotte aspirante afin de limiter la condensation de la vapeur d'eau sur le bloc de CO₂ qui limite la sublimation (Fig. 4.20a). La température de l'air est d'environ +20°C et la pression atmosphérique est celle de la pièce.

Nous avons créé initialement une vallée symétrique (pente $\sim 30^\circ$) au centre du bloc de CO_2 pour étudier l'influence du vent sur la sublimation (Fig. 4.20b). Au bout de quelques heures, le profil est devenu clairement asymétrique, la pente face au vent est devenue plus faible (Fig. 4.20c-d). La pente face au vent a subi un creusement plus important à cause de l'augmentation de la sublimation sur celle-ci. Ceci confirme que le vent provoque une augmentation du taux de sublimation en accentuant la diffusion du gaz, de CO_2 dans ce cas-ci, comme observé par Yershov et al. (1973).

Ces expériences étaient élémentaires car le but était d'évaluer l'impact du vent sur la sublimation. Par manque de temps, nous n'avons pas pu complexifier l'expérience. Par exemple, nous aurions voulu contrôler la pression et l'humidité de l'air ou établir une pression de CO_2 équivalent à la pression atmosphérique sur Mars.

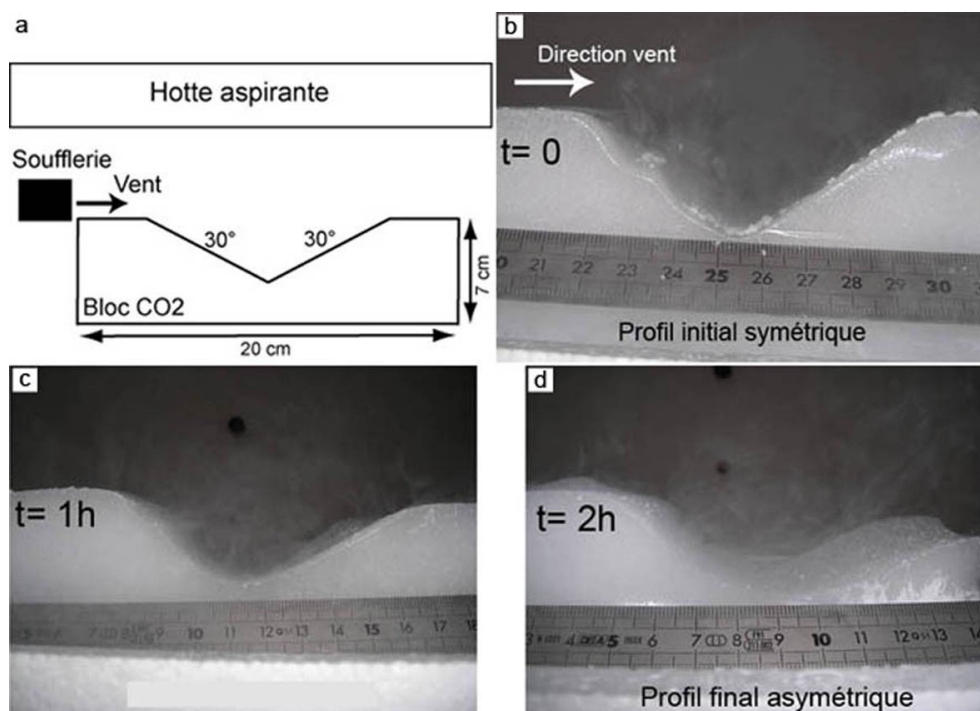


FIGURE 4.20 – (a) Etude préliminaire de l'action du vent sur la sublimation à l'aide d'un dispositif expérimental composé d'une petite soufflerie générant du vent sur un bloc de glace CO_2 en train de sublimer sous une hotte aspirante. (b) Profil initialement symétrique au début de l'expérience. (c) Profil au bout d'une heure et (d) profil au bout de deux heures qui sont devenus asymétriques à cause de la sublimation accrue sur la pente face au vent.

4.2.3.3 Un développement des “scalped depressions” contrôlé par l'insolation

Nous proposons un modèle de formation et d'évolution des dépressions dans lequel leur développement se serait produit progressivement vers l'équateur. Notre modèle est basé sur plusieurs arguments géomorphologiques (cf. section 4.2.2.4) :

- Une évolution morphologique des polygones de concave à convexe pouvant refléter le développement des dépressions vers l'équateur (Fig. 4.15).
- Une classification morphologique des dépressions représentant leur évolution temporelle dans une direction N-S (Fig. 4.16).
- Des morphologies (cuvettes semicirculaires, alcôves et fractures) observées sur les pentes face au pôle indiquant une dégradation préférentielle de ces pentes (cf. Fig. 4.12).

Dans ce modèle, le développement des dépressions serait dû à une sublimation de la glace de sol préférentielle de leur pente interne face au pôle provoquée par une insolation plus importante de ces pentes (cf. section 4.2.2.4 et Fig. 4.18). Or, seulement lors de périodes de haute obliquité de Mars, les pentes face au pôle reçoivent plus d'insolation que les pentes face à l'équateur (Costard et al., 2002). Basée sur cette asymétrie d'insolation, nous suggérons que la formation et l'évolution des dépressions se seraient produites lors de périodes de haute obliquité.

Ce développement progressif des "scalloped depressions" est similaire à l'évolution séquentielle des lacs thermokarstiques sur Terre (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3). Cependant, dans Utopia Planitia, la croissance des "scalloped depressions" est orientée vers l'équateur tandis que sur Terre, le développement des lacs thermokarstiques n'a généralement pas de direction particulière (Fig. 1.18). Toutefois, certains lacs thermokarstiques terrestres présentent une élongation préférentielle (Fig. 4.21) (Black and Barksdale, 1949; Mackay, 1956). Les raisons de cette élongation ne sont pas clairement établies mais il semble que des vents dominants perpendiculaires à la direction d'élongation des lacs thermokarstiques soient invoqués (Carson and Hussey, 1962; Carter, 1987). Ces vents dominants peuvent induire une érosion thermomécanique préférentielle des bords du lacs à 90° de leur direction à cause de l'action des vagues (Fig. 4.21) (Côté and Burn, 2002; Hinkel et al., 2005). Ces lacs montrent que le thermokarst peut être contrôlé par certains processus comme le vent. Notre étude des "scalloped depressions" montre que le thermokarst peut être contrôlé par une insolation asymétrique.

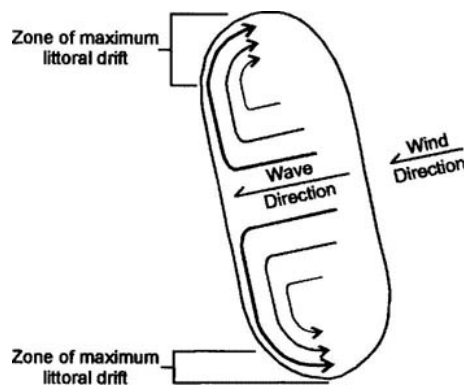


FIGURE 4.21 – Circulation des vagues à l'intérieur d'un lac thermokarstique allongé sur Terre due à l'action de vent dominant. Modifié par Côté and Burn (2002) d'après Carter (1987).

4.2.3.4 Comparaison avec les modèles d'évolution des dépressions

Certains modèles d'évolution des dépressions sont basés sur l'asymétrie de leurs pentes internes (pente face à l'équateur plus douce que la pente face au pôle) et l'observation actuelle de températures de surface plus forte sur la pente face à l'équateur (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Selon Morgenstern et al. (2007), l'asymétrie des dépressions martiennes est analogue à celle observée dans les cupules d'ablation solaire ("suncups") observés sur les névés. Selon Lefort et al. (2009), cette asymétrie est similaire à celle des vallées périglaciaires asymétriques sur Terre.

En effet, sur Terre, dans les hautes latitudes des régions périglaciaires ayant un pergélisol, certaines vallées présentent un profil asymétrique (Hamelin and Cook, 1967; Tricart and Cailleux, 1967) (Fig. 4.22). L'origine de la dissymétrie des vallées est variée : lithologique (différence de résistance des roches), tectonique, hydrographique ou climatique (accumulation préférentielle de neige, insolation différentielle) (Currey, 1964; Tricart and Cailleux, 1967).

L'origine la plus répandue est liée à une insolation différentielle des pentes. La pente face au sud est la pente qui reçoit le plus d'insolation et qui, par conséquent possède une température de surface plus élevée (Fig. 4.22a). Cette augmentation de température entraîne une fonte de glace et ou de neige importante. La percolation d'eau de fonte à travers la couche active peut la saturer et engendrer une diminution de sa friction interne (Pissart, 1995; Tricart and Cailleux, 1967; Washburn, 1999). La perte de la cohésion du sol provoque la lente descente de matériaux saturés en eau par gélifluxion et un adoucissement de la pente (Font et al., 2006; Harris et al., 2008; Vedie et al., 2011) (Fig. 4.22b). La vallée acquiert donc une asymétrie des pentes : la pente face au sud est plus douce que la pente face au nord (Fig. 4.22c) (Currey, 1964; Hamelin and Cook, 1967).

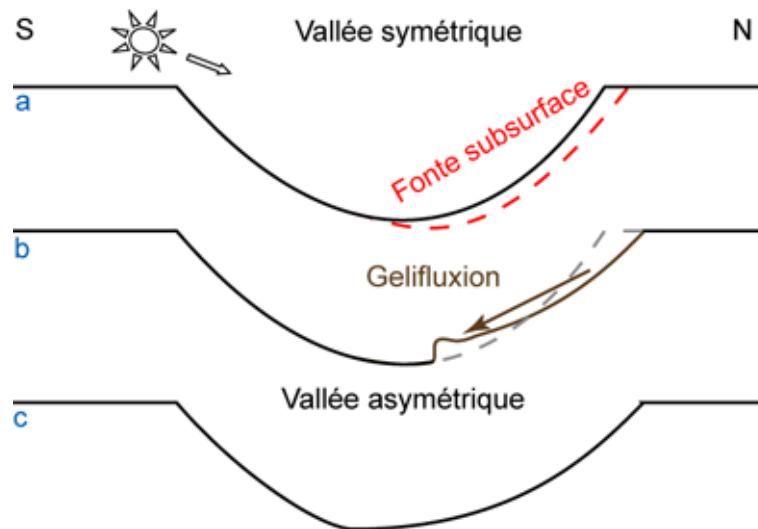


FIGURE 4.22 – Schéma des vallées asymétriques sur Terre créées par une insolation différentielle des pentes.

Dans Utopia Planitia selon les modèles de Lefort et al. (2009) et Morgenstern et al. (2007), l'insolation plus importante de la pente interne face à l'équateur des dépressions provoquerait une sublimation accrue de la glace de sol (étape 1 sur Fig. 4.23). La sublimation de cette glace cimentant les particules du pergélisol déclencherait des écoulements granulaires le long de la pente induisant un adoucissement de celle-ci (étape 2 sur Fig. 4.23) (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Ce processus se répétant durant les périodes de basse obliquité de Mars, les dépressions acquerraient ainsi leur asymétrie N-S et leur développement se produirait vers le pôle.

Toutefois, ces modèles soulèvent plusieurs interrogations. Premièrement, l'échelle entre les "scaloped depressions" et les cupules d'ablation sur Terre étant différente, il est difficile de comparer les deux asymétries et les processus.

Deuxièmement, les processus responsables de l'asymétrie des dépressions martiennes et des vallées terrestres sont différents. Sur Terre, l'asymétrie des vallées est le résultat d'une fonte de la glace déclenchant des processus de gélifluxion. Or, l'asymétrie des dépressions martienne serait être due à la sublimation de la glace de sol déclenchant des écoulements granulaires. Il est incertain que la sublimation produise une asymétrie similaire à celle de la fonte. En effet, dans le cas de matériaux granulaires se déposant sur une surface, l'angle de repos varie entre 30° et 45° selon la granulométrie et la nature des particules (Mehta and Barker, 1994; Nakashima et al., 2011). Dans le cas de pentes affectées par des coulées de gélifluxion, les études sur le terrain ont montré que les pentes varient entre 5° et 20° (Pissart, 1995; Tricart and Cailleux,

1967; Font et al., 2006; Matsuoka, 2011). Ainsi, les deux processus conduisent à des valeurs de pentes différentes.

Troisièmement, dans l'hypothèse d'écoulements granulaires sur la pente des dépressions martiennes (Lefort et al., 2009), la pente obtenue pourrait être d'environ 30°-45°. Cependant, cette valeur est différente de la pente moyenne à l'intérieur des "scalped depressions" de ~ 1°-5° (cf. section 4.2.2.2).

Quatrièmement, si des écoulements granulaires de particules issus de la sublimation sont responsables de l'adoucissement de la pente, alors ce dépôt granulaire pourrait isoler le pergélisol sous-jacent et arrêter la sublimation. Si l'activité éolienne est envisagée afin d'enlever ce dépôt isolant, alors la dépression retrouverait probablement sa pente originale.

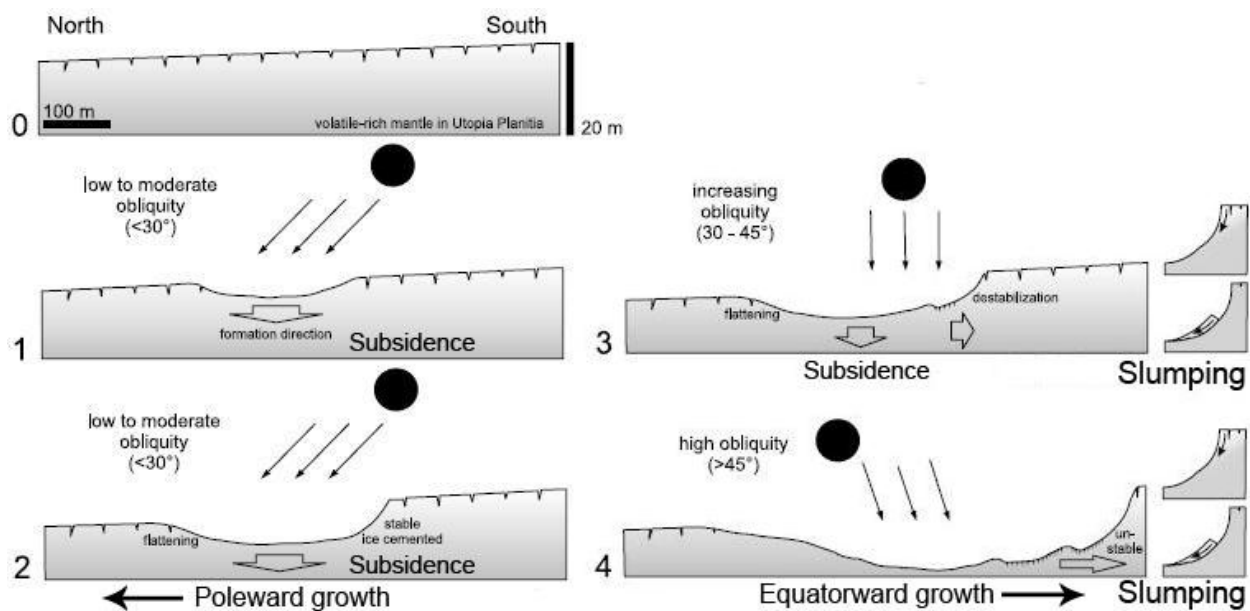


FIGURE 4.23 – Modèle schématique des "scalped depressions" durant une période de basse obliquité (étape 0 à 2) selon Lefort et al. (2009) et Morgenstern et al. (2007) ; puis durant une période de haute obliquité (étape 3 à 4) selon Ulrich et al. (2010). Etape 1 à 2 : insolation maximale de la pente face à l'équateur provoquant un adoucissement de la pente et une croissance vers le pôle des dépressions. Etape 3 à 4 : insolation maximale de la pente face au pôle provoquant une pente plus importante et une croissance vers l'équateur des dépressions. Modifié d'après Ulrich et al. (2010).

Ulrich et al. (2010) ont proposé un modèle de développement des "scalped depressions" vers l'équateur similaire à notre modèle présenté initialement en 2009 (Séjourné et al., 2009). Le modèle repose sur l'analogie directe des dépressions martiennes avec certains lacs thermokarstiques de Sibérie présentant un profil interne asymétrique. Ces lacs thermokarstiques ont une pente face au sud plus importante que la pente face au nord (Ulrich et al., 2010). A l'intérieur de ces lacs, l'insolation plus importante de la pente face au sud induit : (i) une fonte préférentielle de la glace de sol déclenchant des glissements de terrain rotationnels ("retrogressive-thaw slump") (Fig. 4.24) et, (ii) une érosion thermique plus importante (ou thermoabrasion) par l'eau du lac sur cette pente (Ulrich et al., 2010).

Par analogie, Ulrich et al. (2010) proposent que la pente face à l'équateur des dépressions martiennes aurait été modifiée par des glissements de terrain rotationnels produisant une pente plus importante (étape 3 sur Fig. 4.23). Cette déstabilisation préférentielle de cette pente serait

due à une insolation plus importante durant des périodes de haute obliquité provoquant une sublimation accrue de la glace de sol (étape 3 à 4 sur Fig. 4.23) (Ulrich et al., 2010).



FIGURE 4.24 – “Retrogressive-thaw slumps” déclenchés par la fonte de glace massive sur la côte de Tuktoyaktuk présents sur la Fig. 3.4 du chapitre 3 (campagne de terrain 2009).

Bien que les travaux d'Ulrich et al. (2010) soulignent le rôle important de l'insolation dans le développement des dépressions martiennes, de nombreux points semblent contradictoires. Premièrement, l'analogie directe en terme de processus entre les lacs thermokarstiques et les “scalped depressions” est peu appropriée. Comme nous l'avons soulevé précédemment (cf. chapitre 2), l'analogie entre deux modelés d'apparence similaire mais formés par des processus différents peut conduire à des contradictions. Par exemple, Ulrich et al. (2010) suggèrent que des glissements de terrain rotationnels ont été déclenchés par la sublimation de glace (étape 3-4 sur Fig. 4.23). Or, la sublimation de la glace cimentant les particules du pergélisol conduirait à la formation d'un dépôt desséché de particules au dessus du pergélisol (cf. section 4.2.3.2). Dans le cas d'une déstabilisation de la pente, ce dépôt non cohésif composé de particules conduirait à un écoulement granulaire et non à un glissement de terrain rotationnel qui suppose une certaine cohérence du matériel.

Deuxièmement, Ulrich et al. (2010) proposent que les bandes claires à l'intérieur des dépressions soient formées par ces glissements de terrain rotationnels successifs issus du bord sud des dépressions. Les dépôts résultant devraient montrer une forme lobée et bosselée (Fig. 4.24). Dans notre étude, nous avons observé que les bandes claires étaient disposées de façon concentrique reproduisant la forme courbée du bord sud des dépressions (Fig. 4.10). Les bandes claires possèdent généralement une forme courbée vers le sud qui est inverse à la forme lobée vers le nord attendue de dépôts de glissements de terrain.

4.3 Les “scalloped depressions” : possibles marqueurs de cycles d’obliquité de Mars

Cette section a donné lieu à un résumé présenté oralement à la “Lunar and Planetary Science Conference” à Houston (Séjourné et al., 2011b).

4.3.1 Les différentes morphologies de dégradation des polygones intra-dépressions

Comme nous l’avons décrit dans la section 4.2.2.2, la pente face au pôle des “scalloped depressions” présente des morphologies indiquant une dégradation des polygones intra-dépressions (Fig. 4.12). Leur description étant en anglais dans cette section, nous allons ici expliciter leurs caractéristiques et compléter leur description à la lumière d’une nouvelle étude à haute résolution.

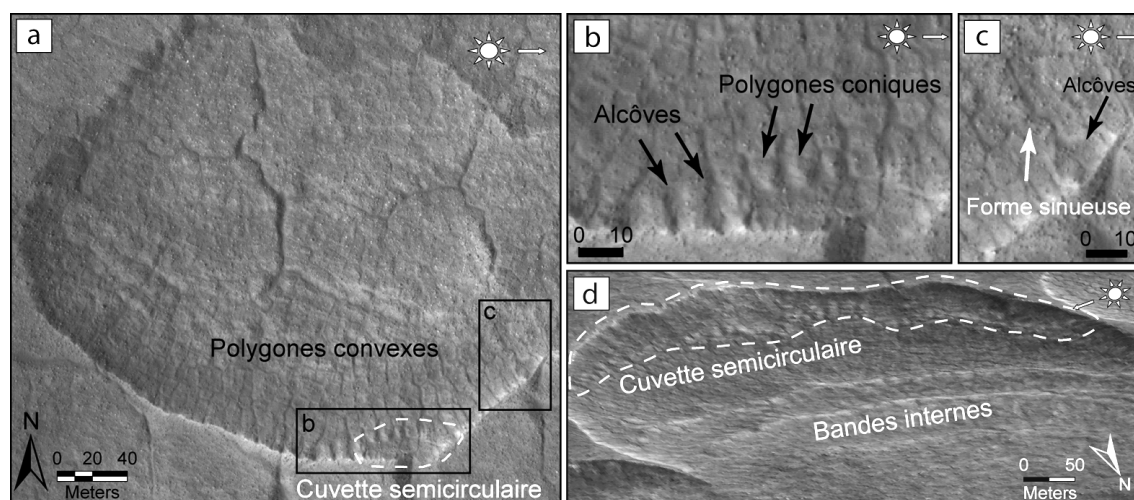


FIGURE 4.25 – (a) Morphologies indiquant une dégradation importante des polygones sur la pente face au pôle des “scalloped depressions”. (b) Polygones à forme conique présentant des alcôves sur leurs sillons polygonaux. (c) Forme sinueuse parfois observée à la base de certaines alcôves. (d) Vue 3D d’une cuvette semicirculaire de la Fig. 4.12c. (HiRISE PSP_001964_2275 ; PSP_002439_2265). NASA/JPL/Univ. d’Arizona.

Certains polygones sur l’escarpement présentent des alcôves en forme de cirque (~ 5 -10 m de large & 1-2 m de profondeur) au niveau de leurs sillons polygonaux (Fig. 4.25b). Parfois, certaines alcôves présentent à leur base une morphologie sinueuse le long du réseau de polygones ressemblant à un chenal (flèche blanche Fig. 4.25c et voir aussi section 4.2.2.2 Fig. 4.12a). Ces morphologies sont toujours observées près de l’escarpement de la pente face au pôle. Il ne semble pas y avoir de corrélation entre leur présence et une valeur de pente ou une orientation particulière.

Des cuvettes semicirculaires en forme d’amphithéâtre (diamètre $\sim 0,5$ -5 km) sont observées sur la partie supérieure de la pente des dépressions (trait en pointillé Fig. 4.25a et d). Ces cuvettes de quelques mètres de profondeur sont entourées par une rangée de polygones convexes formant une marche topographique (Fig. 4.25b). Les polygones entourant les cuvettes apparaissent dégradés car leurs sillons polygonaux sont très larges (quelques mètres) et ils possèdent une forme conique (~ 1 -2 m de haut) (Fig. 4.25b).

A l'intérieur des cuvettes semicirculaires, des groupes de polygones ayant une forme particulièrement conique sont parfois observés (cf. section 4.2.2.2 Fig. 4.12c).

4.3.2 Baydjarakhs et thermocirques au bord des lacs thermokarstiques

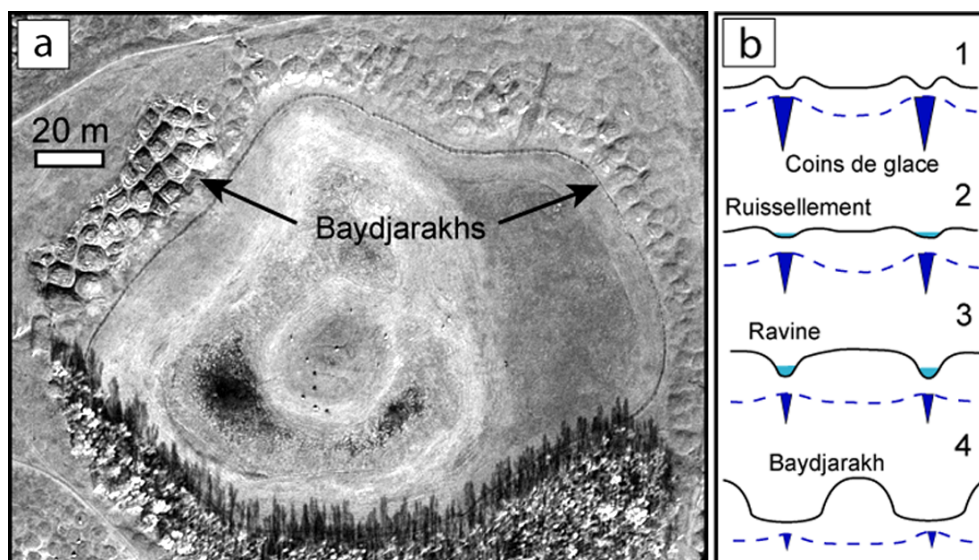


FIGURE 4.26 – (a) Polygones à coins de glace ayant une forme très conique appelée “baydjarakhs” sur les pentes d’un alas (Yakoutie Centrale). Image Corona (Remerciement J. Skorve). (b) Evolution due à la fonte des coins de glace des polygones de concave (1) à convexe (3) (voir Fig. 4.14) puis, vers une forme très dégradée conique “baydjarakh” (4).

Dans les régions périglaciaires sur Terre, les pentes des lacs thermokarstiques présentent de nombreux polygones à coins de glace ayant une forme convexe (Fig. 4.26a). La fonte localisée des coins de glace conduit à la formation de ravines dans le sens de la pente utilisant le réseau polygonal (Fig. 4.26b). Les polygones dégradés par la fonte présentent une forme conique et des sillons polygonaux larges et profonds (Fig. 4.26b). Ils sont dénommés “baydjarakhs” dans la littérature russe (Popov, 1956; Soloviev, 1973b) et “cemetery mounds” dans la littérature nord-américaine (Black, 1952; French and Egginton, 1973; Washburn, 1999).

Nous avons étudié sur le terrain la morphologie de baydjarakhs sur les pentes de lacs thermokarstiques en Yakoutie Centrale. Le long de la pente, différents stades de dégradation des baydjarakhs sont identifiables (Fig. 4.27 n°1-2) (French and Egginton, 1973). La fonte progressive des polygones à coins de glace conduit à une diminution du diamètre et de la hauteur des baydjarakhs (Fig. 4.27 1 à 2). Autour des baydjarakhs, plusieurs ravines ou chenaux sont formés par le ruissellement de l’eau issue de la fonte (flèche noire sur Fig. 4.27).

La dégradation successive des baydjarakhs conduit à la formation d’une cuvette en forme d’amphithéâtre (thermocirque) avec un escarpement important (Fig. 4.28a) (Hopkins, 1949; Czudek and Demek, 1970; French, 1974). Les thermocirques ont un diamètre de plusieurs dizaines de mètres de largeur pour quelques mètres de profondeur (Fig. 4.28a). La fonte des coins de glace provoque des glissements de terrain et des coulées de boue induisant un retrait de l’escarpement parallèle à lui-même. L’accumulation d’eau issue de la fonte peut se produire dans les endroits les plus bas du thermocirque. Cette eau est ensuite drainée par des petits chenaux en dehors du thermocirque formant un dépôt en éventail dans le lac (Fig. 4.28b).

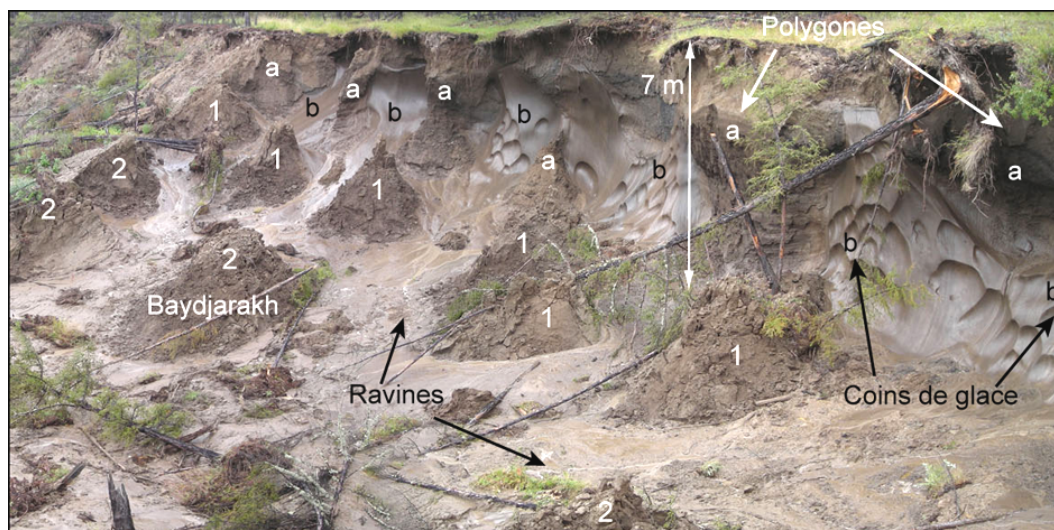


FIGURE 4.27 – “Baydjarakhs” sur la pente d’un lac thermokarstique en Yakoutie Centrale. Sur l’escarpement, les polygones (a) et les coins de glace (b) sont visibles en coupe. La fonte progressive de la glace induit une diminution de la taille des “baydjarakhs” (1 à 2). Les chenaux autour des baydjarakhs sont formés par le ruissellement de l’eau de fonte (campagne de terrain 2010).

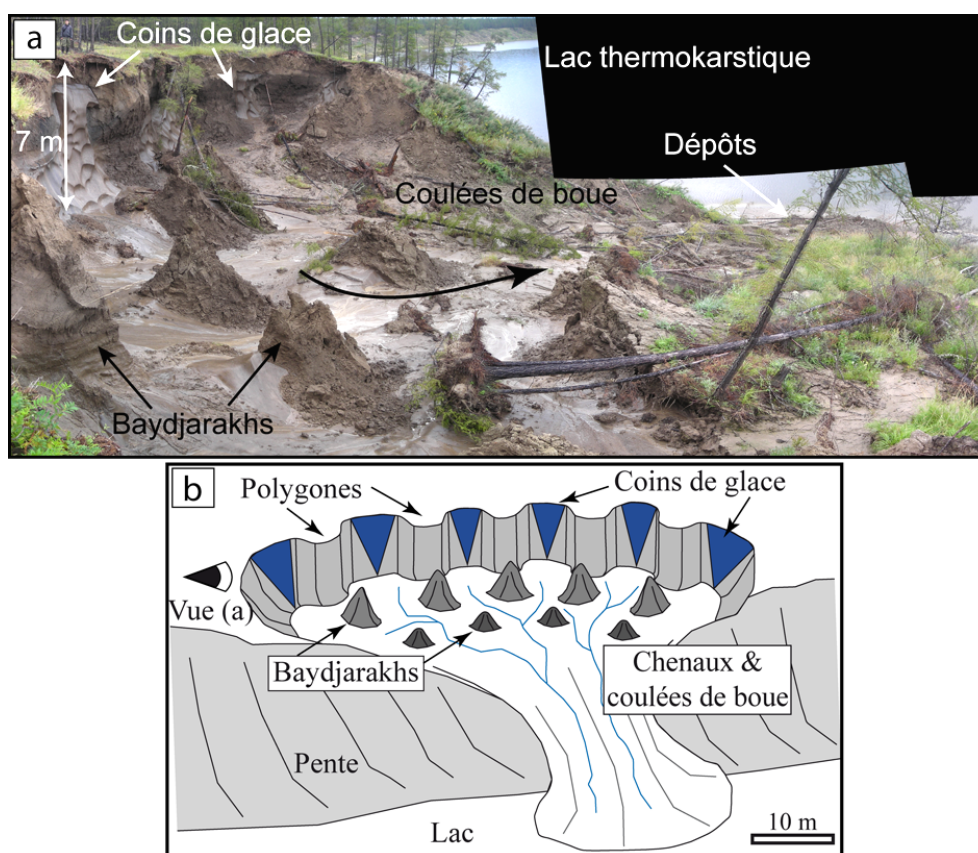


FIGURE 4.28 – (a) Thermocirque montrant des baydjarakhs à différent stades de dégradation sur le bord d’un lac thermokarstique. (b) Schéma interprétatif d’un thermocirque (Campagne de terrain 2010, Yakoutie Centrale).

4.3.3 Une dégradation thermokarstique importante à haute obliquité

Dans Utopia Planitia, le long de l'escarpement des “scalped depressions”, les polygones ayant une forme conique et entourés d'alcôves présentent une morphologie analogue aux bayd-jarakhs sur Terre (Fig. 4.25b et 4.27). En outre, les cuvettes semicirculaires à l'intérieur des dépressions sont similaires en morphologie (forme et taille) aux thermocirques observés sur les bords des lacs thermokarstiques sur Terre (Fig. 4.25c et 4.28).

Il semble y avoir un changement progressif de morphologie des alcôves (diamètre de ~ 5 m) aux cuvettes semicirculaires (diamètre de ~ 50 m à 1-3 km) (Fig. 4.25a). A l'intérieur des cuvettes semicirculaires, les polygones ayant une forme très conique ressemblent à des bayd-jarakhs qui n'ont pas été complètement dégradés.

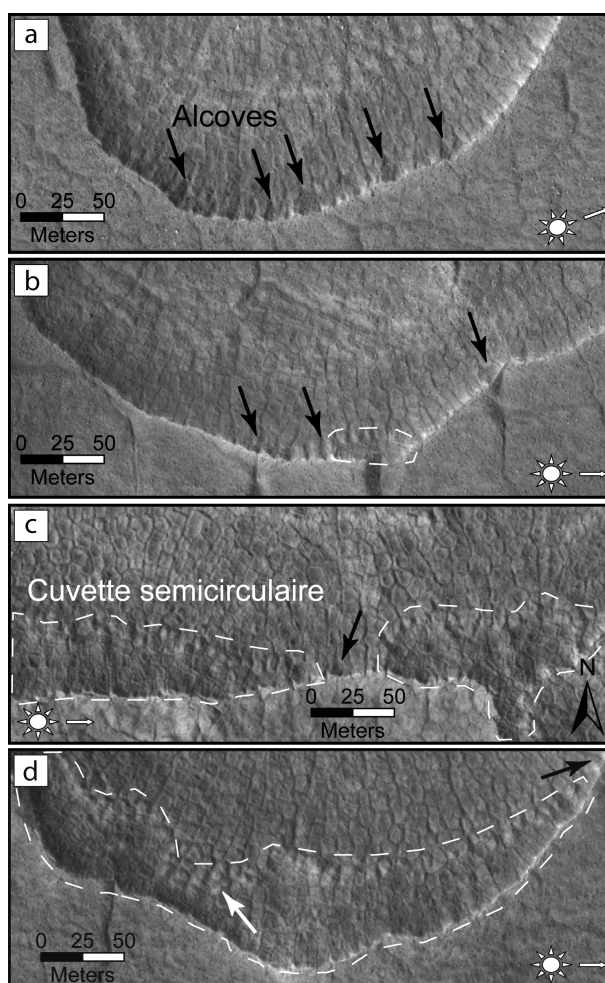


FIGURE 4.29 – Evolution morphologique des (a) alcôves (b-d) aux cuvettes semicirculaires par dégradation successive des polygones à l'intérieur des “scalped depressions” (PSP_002162_2260 ; PSP_001964_2275 ; PSP_002439_2265). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

A partir de notre étude, il semble que l'évolution morphologique des alcôves aux cuvettes semicirculaires reflète une évolution temporelle de la dégradation des polygones intra-dépressions :

1. Les polygones sont progressivement dégradés le long de l'escarpement des dépressions formant des alcôves et des polygones à forme conique (bayd-jarakhs) (Fig. 4.29a).
2. Puis la dégradation continuant, plusieurs bayd-jarakhs sont complètement dégradés formant une cuvette semicirculaire (Fig. 4.29b).

3. La dégradation supplémentaire des baydjarakhs autour de la cuvette induit le développement de celle-ci (Fig. 4.29c).
4. Les “buttes témoins” de baydjarakhs à l’intérieur des cuvettes semicirculaires montrent que la dégradation n’est pas nécessairement complète (flèche blanche Fig. 4.29d).

Nous suggérons que de façon similaire à la Terre, la dégradation des polygones à l’intérieur des “scalped depressions” est due à des processus thermokarstiques. Cependant, plusieurs différences géomorphologiques sont observées par rapport aux thermocirques terrestres. Tout d’abord, le long des sillons polygonaux, nous n’avons pas observé de traces de ruissellement ou de sillons polygonaux élargis ayant pu être utilisés comme chenal (Fig. 4.29a-b). Ensuite, à l’intérieur des cuvettes semicirculaires, aucune trace de coulées de boues, de ravines ou de dépôts en éventail ne sont visibles (Fig. 4.29d). L’absence de morphologies liées à la fonte de la glace et au ruissellement de l’eau de fonte suggère que la dégradation des polygones s’est vraisemblablement produite par sublimation de la glace de sol.

Pourtant, les quelques morphologies sinueuses à la base de certaines alcôves soulèvent quelques interrogations (Fig. 4.25c et voir aussi Fig. 4.12a). En effet, leur morphologie est similaire aux ravines sur Terre créées par la fonte des coins de glace et le ruissellement de l’eau de fonte le long du réseau polygonal (Fig. 4.26). Par analogie, ces morphologies sinueuses peuvent montrer que la fonte de glace a pu se produire localement. Ceci étant dit, elles ne sont pas très développées et aucun dépôt n’est observé à leur terminaison. D’autres processus érosifs, autres que le ruissellement d’eau, peuvent créer ces morphologies sinueuses (éboulement, ...). En outre, seulement un faible nombre de dépressions présentent ces morphologies. Sans totalement exclure cette hypothèse de fonte, nous suggérons que ces morphologies sinueuses peuvent montrer que la fonte de la glace de sol a été localisée ou a pu se produire selon des conditions temporaires.

Plusieurs arguments montrent que la dégradation des polygones semble relativement récente (Amazonien supérieur). Tout d’abord, l’évolution des polygones intra-dépressions semble concomitante à celle des “scalped depressions” dont la formation est supposée relativement récente (Amazonien supérieur) (cf. section 4.2.2.4). Ensuite, les morphologies de dégradation des polygones apparaissent relativement récentes (Fig. 4.25). Par exemple, la pente des cuvettes semicirculaires est relativement escarpée et “fraîche” reflétant une formation récente.

Cette dégradation thermokarstique particulièrement importante des polygones est exclusivement observée sur la pente face au pôle des dépressions. Précédemment, nous avons proposé que le développement des dépressions serait due à une insolation plus importante de leur pente face au pôle (cf. section 4.2.2.4). Nous avons également suggéré que ce développement orienté des dépressions serait relié à la dégradation des polygones sur cette pente (Fig. 4.18). Par conséquent, nous suggérons que la dégradation particulièrement importante des polygones sur la pente face au pôle serait due à une insolation accrue lors de périodes de haute obliquité (45°). Cette insolation importante provoque une déstabilisation thermique des polygones sur cette pente, entraînant leur dégradation par sublimation de la glace.

4.3.4 Des cycles de haute obliquité de Mars ?

4.3.4.1 Les bandes internes des “scalped depressions”

Les “scalped depressions” présentent sur leur pente face à l'équateur plusieurs bandes internes (Fig. 4.30) (dénommées “bright bands” dans la section 4.2.2.2). Plusieurs hypothèses ont été proposées afin d'expliquer leur présence à l'intérieur des dépressions. Elles ont été interprétées comme étant alternativement des couches sédimentaires érodées (Costard and Kargel, 1995), des terrasses de paléo-lacs thermokarstiques (Soare et al., 2008) ou encore, comme des dépôts de glissements de terrain (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010).

Ces bandes internes sont intéressantes pour comprendre l'évolution des “scalped depressions” et/ou la nature du pergélisol d'Utopia Planitia. Afin de contraindre l'origine de ces bandes internes, nous avons étudié leur morphologie et leur géométrie à l'aide des images HiRISE et du MNT HiRISE (cf. chapitre 2 section 2.1.1).

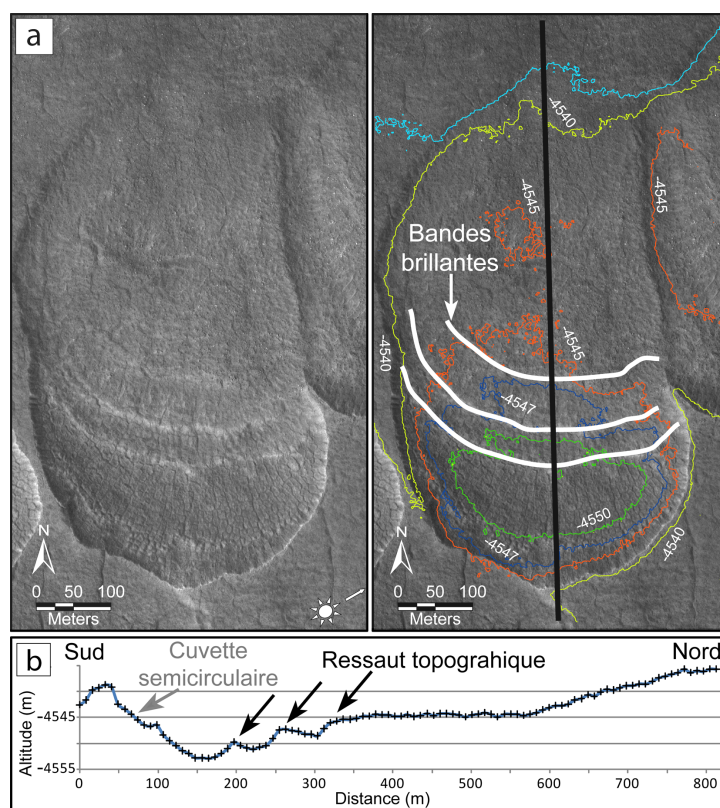


FIGURE 4.30 – Bandes internes brillantes sur le fond des “scalped depressions” (PSP_002439_2265 ; DTEEC_001938_2265_002439_2265_U01). NASA/JPL/Univ. d’Arizona.

Seules les dépressions ayant un diamètre > 100 m présentent des bandes internes de ~ 10 m de large (cf. section 4.2.2.2 et Fig. 4.11). Ces bandes sont curvilignes et disposées de façon concentrique sur cette pente (Fig. 4.30a). Les bandes possèdent une forme courbée parallèle à l'escarpement face au pôle des dépressions (Fig. 4.30a). A l'aide du MNT HiRISE, nous avons observé que les bandes forment une série de ressauts topographiques de ~ 1,5 m de haut séparés par des replats de 20-100 m de long (Fig. 4.30b). A l'aide des images HiRISE, nous avons remarqué que les bandes étaient brillantes à cause de l'illumination par le soleil (Fig. 4.30a). Sur les images HiRISE en couleur (cf. chapitre 2 section 2.1.1), aucune différence d'albédo n'est observée entre les bandes et les replats.

Notre classification des dépressions a permis de mettre en évidence que le nombre de bandes internes augmentait avec le diamètre des dépressions (cf. section 4.2.2.2 et Fig. 4.11). Les dépressions de grand diamètre étant plus profondes que celles de faible diamètre, nous avons voulu savoir si le nombre de bandes dépendait du développement des dépressions. Pour cela, nous avons tracé la profondeur des dépressions en fonction de leur longueur latitudinale (représentant le développement des dépressions en N-S) en faisant figurer le nombre de bandes internes (Fig. 4.31). Notre étude montre que le nombre de bandes augmente avec le développement des dépressions (augmentation profondeur et longueur N-S) (Fig. 4.31).

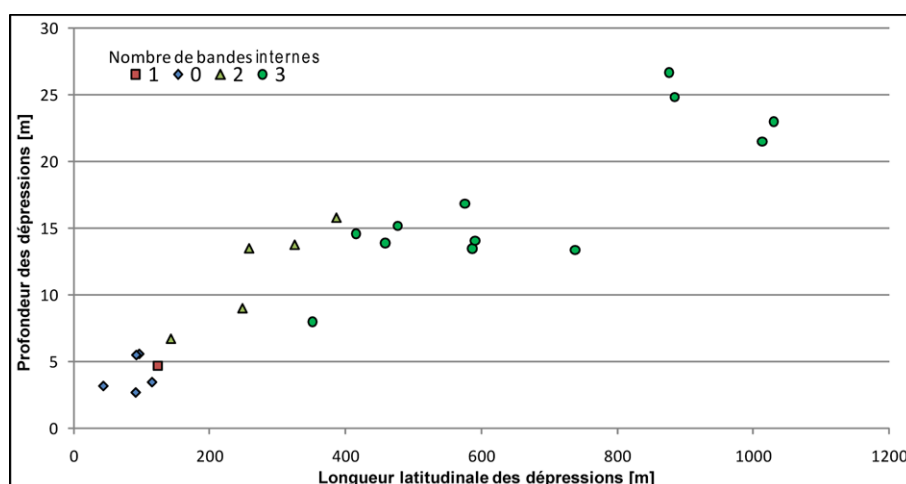


FIGURE 4.31 – Relation entre la profondeur et la longueur latitudinale superposée au nombre de bandes internes des “scalloped depressions”.

4.3.4.2 Possibles origines des bandes internes

Malgré plusieurs hypothèses proposées afin d’expliquer leur origine, les bandes internes des “scalloped depressions” restent énigmatiques.

Une première hypothèse propose que les bandes soient des couches sédimentaires monoclinales érodées (Costard and Kargel, 1995). En effet, leur morphologie et leur géométrie évoquent des couches sédimentaires ayant un pendage. Nous étudierons dans le chapitre suivant cette hypothèse des couches sédimentaires exhumées (cf. chapitre 5 section 5.2).

Les bandes internes ont également été interprétées comme des terrasses marquant des épisodes d’évaporation de paléo-lacs thermokarstiques (Soare et al., 2008). Sur Terre, les lacs thermokarstiques présentent parfois des terrasses internes qui sont concentriques (~ 1-2 m de haut) (Fig. 4.32) (Hopkins, 1949; Burn, 2002). Elles sont le résultat d’une subsidence thermokarstique graduelle et/ou une sédimentation sur les pentes du lac (Tedrow, 1969; Murton, 2001).

Si l’hypothèse des terrasses formées par l’évaporation épisodique de paléo-lacs thermokarstiques est intéressante, elle ne peut pas expliquer la morphologie particulière des bandes à l’intérieur des “scalloped depressions”. En effet, contrairement aux terrasses lacustres qui sont disposées de façon concentrique et symétrique, les bandes brillantes sont uniquement observées sur la pente face à l’équateur pour les dépressions martiennes.

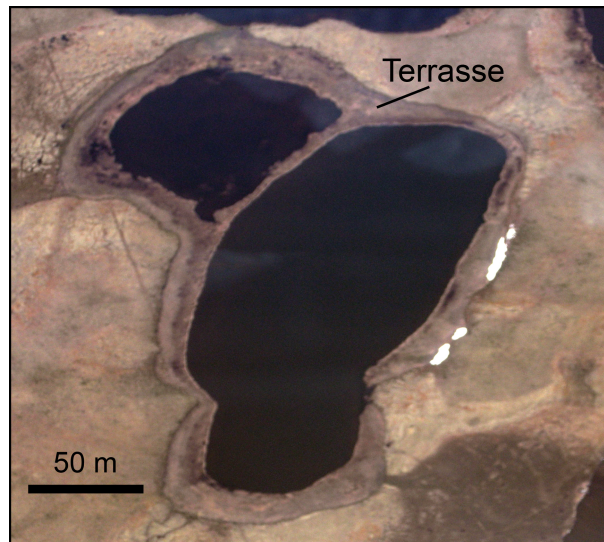


FIGURE 4.32 – Terrasses à l’intérieur de lacs thermokarstiques dans la région de Tuktoyaktuk (Canada) due à la subsidence graduelle du lac et/ou la sédimentation sur ses bords (campagne de terrain 2009).

La forme courbée des bandes qui est parallèle à l’escarpement face au pôle des dépressions semble indiquer que l’origine des bandes serait contrôlée par l’escarpement (Fig. 4.30). D’après notre étude, l’escarpement face au pôle des dépressions subirait une dégradation thermokarstique importante (cf. section 4.3.3). Par conséquent, les bandes internes peuvent être : (i) des dépôts de glissements de terrain (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010) ou, (ii) des vestiges de dégradation antérieure.

Ainsi, il est possible que des glissements de terrain épisodiques aient laissé différents dépôts au fond des dépressions formant plusieurs ressauts topographiques (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010). Dans les régions périglaciaires sur Terre, les pentes topographiques comportant un pergélisol peuvent être modifiées par différents types de glissements de terrain. Nous allons présenter plusieurs types de glissements de terrain qui peuvent avoir conduit à la formation des bandes internes (marches et replats topographiques) des “scalped depressions” :

Les **terrasses de cryoplanation** ou “replats goletz” (ACGR, 1988). Certaines pentes montrent une succession de terrasses ($\sim 1^\circ$ - 12° pour ~ 50 - 500 de long) et d’escarpement rocheux (~ 1 - 10 m de haut) (Tricart and Cailleux, 1967; Hamelin and Cook, 1967). L’accumulation préférentielle de neige dans une cavité sur la pente favorise une intense gélifraction de la roche sous le névé. L’action du gel conduit à l’augmentation de la pente de la cavité et à son recul formant une terrasse composée des débris de la gélifraction (Reger and Péwé, 1976; French, 2007).

Les **nappes de gélifluxion** (ACGR, 1988). La gélifluxion est une forme de solifluxion impliquant la présence d’un pergélisol (Black, 1976a; French, 2007). La fonte de névé ou de glace en subsurface provoque l’infiltration d’eau de fonte qui peut saturer la couche active (Tricart and Cailleux, 1967; Pissart, 1995; Védie et al., 2011). La saturation de la subsurface induit une diminution de la friction interne et de la cohésion du sol pouvant déclencher des instabilités (Washburn, 1999; Font et al., 2006; Harris et al., 2008). La perte de la cohésion du sol provoque la lente descente de matériels saturés en eau formant des nappes ou des lobes de gélifluxion d’une centaine de mètres de long (Hamelin and Cook, 1967; Washburn, 1973).

Les **ruptures de la couche active** (en anglais “active-layer detachment”) (ACGR, 1988). Ces glissements de terrain sont limités à la couche active et sont déclenchés par la rupture

de celle-ci (Lewkowicz, 1990; Plug et al., 2008) (cf. chapitre 3 section 3.2.2.5). La percolation d’eau de fonte à travers la couche active peut la saturer et entraîner une réduction des contraintes de cisaillement à la base de celle-ci (Harris and Lewkowicz, 1993). La perte de la cohésion de la couche active provoque sa rupture et son glissement à la surface du toit du pergélisol (Washburn, 1973; Harris and Lewkowicz, 1993). La morphologie comprend une cicatrice d’arrachement, un plan de glissement et une masse glissée (100 m de large) (Lewkowicz, 2007).

Les **glissements régressifs dus au dégel** (en anglais “retrogressive thaw-slump”) (ACGR, 1988). Ces glissements de terrain rotationnels affectent le pergélisol par opposition à la rupture de la couche active qui n’affecte que cette dernière. Ces glissements sont déclenchés lorsqu’un grand volume de glace de sol ou de sédiments riche en glace subit une fonte importante (MacKay and Slaymaker, 1989; Kokelj et al., 2009). La morphologie est composée d’une cuvette d’ablation dont l’escarpement recule à cause de la fonte continue de la glace et d’une pente où des coulées de boue forment des dépôts lobés (Varnes, 1978; Lantuit and Pollard, 2008) (Fig. 4.24). Ils sont proposés par (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010) comme une origine possible des bandes internes (cf. chapitre 3 section 3.2.2.5).

Les hypothèses des terrasses de cryoplanation et des nappes de gélifluxion peuvent être écartées car aucune morphologie liée à la gélifraction (champs de blocs, ...) ou à la gélifluxion n’est observée (cicatrice de glissement, nappes et lobes, ...).

La faiblesse majeure de l’hypothèse des glissements de terrain réside dans le lieu d’origine et le sens de propagation des glissements de terrain. L’escarpement face au pôle subissant une dégradation importante (cf. section 4.3.3), les glissements de terrain devraient provenir de cette escarpement (trait en pointillé Fig. 4.33). La propagation de ces glissements se produirait ainsi le long de la pente face au pôle ($\sim 5^\circ$) pour former des dépôts sur cette pente ou, au fond des dépressions.

Cependant, de façon contradictoire, la morphologie des bandes internes montrent que les glissements de terrain devraient avoir pour origine l’escarpement de la pente face à l’équateur. Premièrement, les bandes internes sont seulement observées sur la pente face à l’équateur (ligne blanche Fig. 4.33). Deuxièmement, leur forme courbée vers le sud indiquerait que leur sens de propagation serait du nord vers le sud (sur la pente face à l’équateur) (flèche Fig. 4.33). Or aucune morphologie indiquant une dégradation n’est observée sur la pente face à l’équateur mettant en doute l’hypothèse des glissements de terrain.

En outre, nous avons déjà exposé dans le chapitre précédent (cf. chapitre 3 section 3.2.5), les incertitudes concernant l’hypothèse des “retrogressive thaw-slumps” formés par sublimation de glace comme proposés par Lefort et al. (2009). De même, nous avons également souligné les contradictions de l’hypothèse de Ulrich et al. (2010) de formation de glissements rotationnels par sublimation (cf. section 4.2.3.4).

4.3.4.3 Hypothèse d’une dégradation cyclique

Ici, nous suggérons que la morphologie des bandes internes peut être due à des dégradations antérieures de la pente face au pôle. En effet, nous avons montré précédemment que la dégradation importante des polygones sur la pente face au pôle conduisait à la formation de cuvettes semicirculaires (cf. section 4.3.3). Ces cuvettes formant un ressaut topographique sur le fond des dépressions (Fig. 4.30d), chaque bande interne peut être formée de la même manière par des dégradations antérieures (Fig. 4.34a).

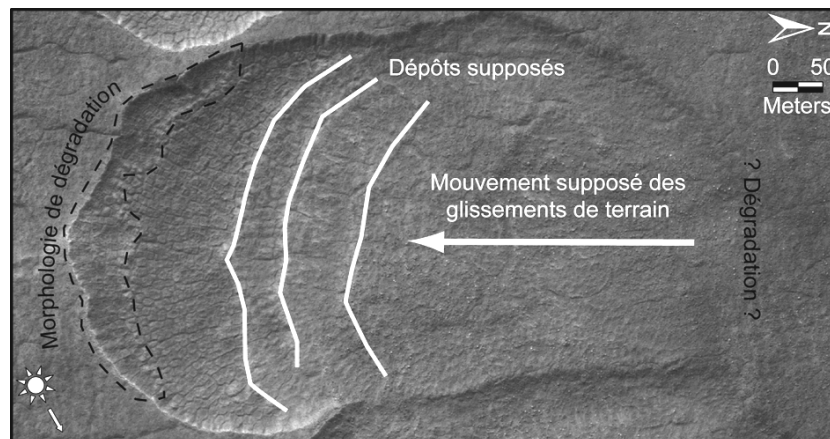


FIGURE 4.33 – Schéma explicatif de l'hypothèse des glissements de terrain à l'intérieur des “scalped depressions”.

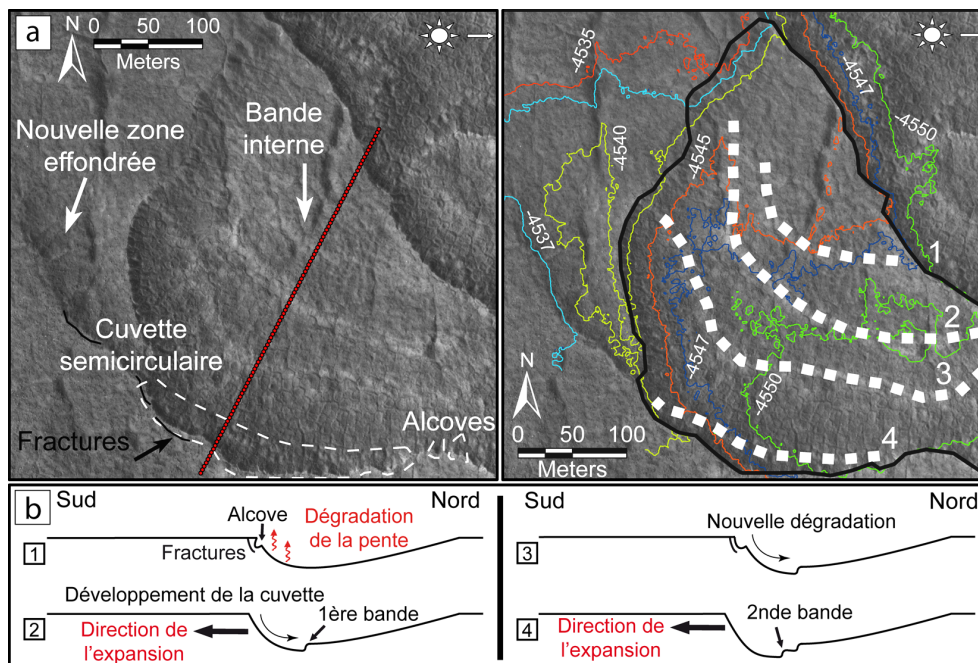


FIGURE 4.34 – Hypothèse d'une dégradation successive de la pente face au pôle formant une série de ressauts topographiques sur le fond des “scalped depressions” (PSP_002439_2265 ; DTEEC_001938_2265_002439_2265_U01). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

Nous proposons que la dégradation successive des polygones de la pente face au pôle puisse former plusieurs ressauts topographiques (Fig. 4.34b). La bande interne la plus au sud marquerait ainsi l'extension maximale de la précédente cuvette semicirculaire lors du dernier épisode de dégradation. L'observation d'une bande interne commune entre deux dépressions ayant coalescé confirme notre hypothèse (Fig. 4.16b). Ceci est également en accord avec l'augmentation du nombre de bandes avec le développement des dépressions (augmentation de la profondeur et de la longueur N-S) (Fig. 4.31).

Ainsi, nous émettons l'hypothèse que chaque bande interne des “scalped depressions” puisse marquer des cycles de dégradation où l'insolation était suffisamment intense pour déclencher une sublimation importante de leur pente face au pôle.

Calcul de volumes

Afin de tester cette hypothèse, nous avons estimé à l’aide du MNT HiRISE les volumes érodés entre chaque bande interne sur le fond des “scalped depressions”. Le but est de comparer les volumes érodés par la formation supposée de cuvettes semicirculaires.

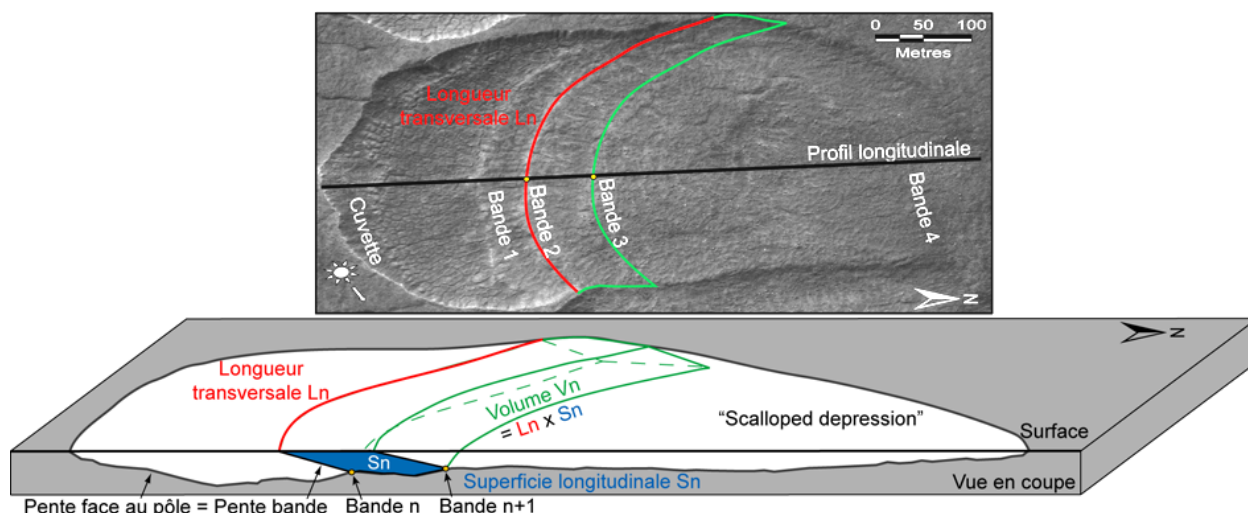


FIGURE 4.35 – Calcul des volumes érodés selon la formation supposée de cuvettes semicirculaires sur la pente face au pôle des “scalped depressions”. Dans notre étude, le **volume érodé** de chaque bande (**V**) est égal à la **superficie longitudinale** (**S**) entre chaque bande selon ce profil longitudinal multipliée par la **longueur transverse** de chaque bande (**L**).

Chaque volume érodé selon la formation d’une cuvette correspondrait au volume entre deux bandes internes (Fig. 4.35). Comme la formation de la cuvette semicirculaire suivrait la pente face au pôle (étape 1 à 2 sur Fig. 4.34b), les volumes érodés devraient également suivre cette pente (voir pente face au pôle = pente bande sur Fig. 4.35).

Il est très difficile d’extraire chaque volume érodé directement à partir du MNT car les bandes internes sont courbées et chaque volume érodé reproduit la pente face au pôle. Notre but étant de comparer les volumes érodés entre eux, nous avons utilisé un profil longitudinal passant par le point le plus bas de la dépression et perpendiculairement aux bandes internes afin d’estimer les volumes (Fig. 4.35).

Pour chaque bande 1 à 4, nous avons :

- Calculé la superficie longitudinale (**Sn**) entre chaque bande à l’aide du profil longitudinal. Nous avons utilisé la valeur de la pente face au pôle (4.35).
- Estimé le volume érodé de chaque bande n (**Vn**) en multipliant la superficie longitudinale (**Sn**) entre chaque bande multipliée par la longueur transverse de chaque bande (**Ln**) (Fig. 4.35).

Nous avons également calculé le volume érodé de la cuvette semicirculaire (**Vc**) à partir de la superficie longitudinale de la cuvette sur le profil (**Sc**) et de la longueur transverse de la cuvette (**Lc**) (Fig. 4.36a). En outre, nous avons estimé le volume érodé de la cuvette semicirculaire totale (**Vct**) si elle s’était développée et avait érodé la pente jusqu’au fond de la dépression (étape 2 sur Fig. 4.34b). Le volume **Vct** est obtenu en multipliant la superficie longitudinale totale de la cuvette jusqu’au fond de la dépression (**Sct**) par la longueur transverse de la cuvette (**Lct**) (Fig. 4.36b).

Nous avons également estimé le volume réel de la dépression à l’aide du MNT HiRISE.

Pour cela, nous avons estimé une surface ante-dégradation en interpolant les points d'altitude autour de la dépression à l'aide d'ArcGIS pour reconstruire la surface avant érosion. Ensuite, toujours à l'aide d'ArcGIS, nous avons soustrait cette surface initiale à la topographie interne de la dépression afin d'estimer le volume total de la dépression (volume érodé).

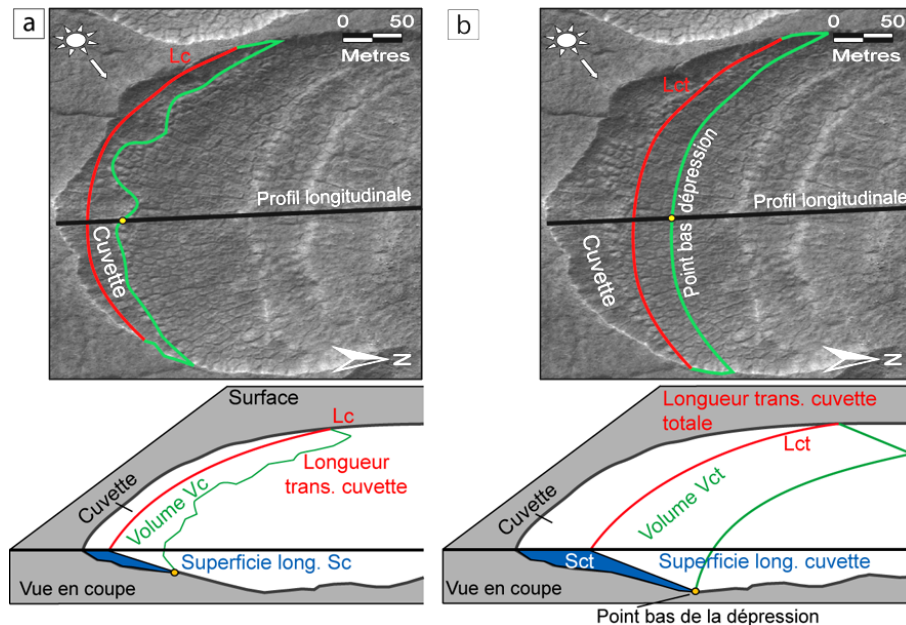


FIGURE 4.36 – (a) Estimation du volume érodé de la cuvette semicirculaire (V_c) en multipliant la superficie longitudinale de la cuvette (S_c) par la longueur transverse de la cuvette (L_c). (b) Estimation du volume érodé de la cuvette semicirculaire totale (V_{ct}) si elle s'était développée et avait érodé la pente jusqu'au fond de la dépression. Le volume V_{ct} est égal à la superficie longitudinale totale de la cuvette jusqu'au fond de la dépression (S_{ct}) multipliée par la longueur transverse de la cuvette (L_{ct}).

En comparant la somme des volumes érodés calculés avec notre méthode au volume estimé avec le MNT (Fig. 4.37c), on s'aperçoit que notre méthode surestime les volumes mais qu'ils sont du même ordre de grandeur. La surestimation est due à l'utilisation du profil longitudinal passant par le point le plus bas de la dépression.

En première approximation, les volumes V_{ct} à V_3 sont du même ordre de grandeur (Fig. 4.37c). Le volume V_4 est le plus important car la longueur longitudinale sur le profil est la plus importante.

Le volume de la cuvette jusqu'au fond de la dépression V_{ct} est équivalent à la moitié des volumes V_1 , V_2 et V_3 . Si cette cuvette s'était développée jusqu'au fond de la dépression, il est possible que ce volume V_{ct} serait approximativement équivalent à ces volumes V_1 , V_2 et V_3 (Fig. 4.37c). Ceci montre que le développement antérieur de cuvettes semicirculaires peut être responsable de chaque volume érodé V_1 - V_3 entre les bandes internes.

Ainsi, les volumes érodés entre les bandes étant approximativement similaires, il est possible qu'ils correspondent à des épisodes de dégradation du pergélisol marquant le développement successif des "scalped depressions".

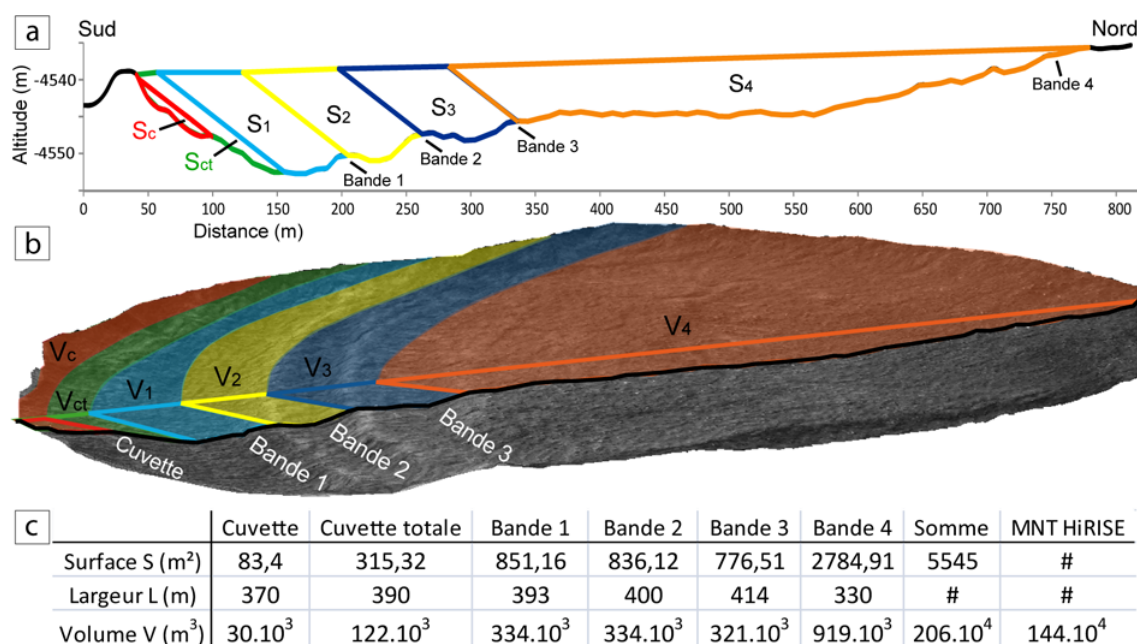


FIGURE 4.37 – Comparaison des volumes érodés entre chaque bandes internes pour la dépression de la Fig. 4.35. (a) Profil longitudinal N-S des surfaces longitudinales (exagération verticale), (b) vue 3D des volumes et (c) tableau récapitulatif des volumes érodés.

Durée des cycles de dégradation

Nous avons montré que les “scalped depressions” étaient formées lors de périodes de haute obliquité de Mars (cf. section 4.2). La question est de savoir si les dépressions se sont formées durant une seule période de haute obliquité ou durant plusieurs périodes de haute obliquité. En effet, nous venons de montrer que les bandes internes des dépressions pouvaient marquer des cycles de dégradation formant des cuvettes semicirculaires.

Une première approximation de la durée de formation des dépressions peut provenir des polygones à l’intérieur des “scalped depressions”. Sur Terre, la formation des polygones peut durer plusieurs dizaines de milliers d’années (Kerfoot, 1972; Black, 1976b; French, 2007). Par conséquent, les polygones intra-dépressions ayant une forme développée (forme concave) et leur formation étant concomitante à celle des dépressions, la formation des dépressions a probablement duré au minimum plusieurs milliers d’années.

Sur Terre, le réchauffement climatique au début de l’Holocène (~ -13 à -6 ka “Holocene Thermal Maximum”) qui a déclenché le thermokarst à l’échelle régionale dans les régions à pergélisol en glace aurait duré plusieurs milliers d’années (cf. chapitre 1 section 1.1.5.2) (Dylik, 1964b; Rampton, 1974, 1988; Romanovskii et al., 2000). Cependant, la durée de cette période climatique ne correspond pas forcément à la durée de formation des lacs thermokarstiques car le thermokarst dépend aussi fortement de la teneur en glace et de la profondeur de la “zone riche en glace” (Czudek and Demek, 1970; French and Egginton, 1973). Il est difficile d’estimer la durée de formation des lacs thermokarstiques à l’Holocène car il faut connaître l’âge des terrains non dégradé et l’âge des dépôts à l’intérieur des lacs thermokarstiques. Toutefois, certains auteurs ont pu calculer des taux de subsidence pour certaines dépressions thermokarstiques grâce à une sédimentation continue pendant et après la formation de ces dernières. Pour des dépressions holocènes au nord-est du delta de la Lena en Sibérie (35-45 m de profondeur), en utilisant les âges de Schirrmeister et al. (2002), Grosse et al. (2007) proposent un taux de subsidence de ~ 7 -

9 cm.an⁻¹ (formation en 500 ans). Par comparaison, le taux de subsidence actuel de dépressions thermokarstiques en Yakoutie Centrale est de l'ordre de $\sim 5\text{-}10\text{ cm.an}^{-1}$ (Brouchkov et al., 2004) à $\sim 17\text{-}24\text{ cm.an}^{-1}$ (Fedorov and Konstantinov, 2003). A noter que le taux de subsidence thermokarstique diminue rapidement durant la formation des dépressions car la majorité de la glace du pergélisol est concentrée dans les 10 premiers mètres (cf. chapitre 1 section 1.1.4) (Soloviev, 1973a; Pollard and French, 1980).

Cependant, dans notre modèle, les “scalped depressions” se forment par sublimation de la glace et non par la fonte comme c'est le cas sur Terre. Par conséquent, il est possible que le taux de subsidence thermokarstique engendré par la fonte de la glace soit différent de celui engendré par la sublimation de la glace. (Fig. 1.18). En effet, l'accumulation d'eau formant un lac thermokarstique a pour effet d'augmenter la dégradation du pergélisol sous-jacent par effet thermique (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3) (French, 2007). C'est pourquoi, nous allons nous intéresser aux taux de sublimation de la glace sur Terre et sur Mars.

Dans les vallées McMurdo en Antarctique, le taux de sublimation de la glace enfouie à travers le till glaciaire a été estimé être entre $\sim 1\text{-}2.10^{-1}\text{ mm.an}^{-1}$ (McKay et al., 1998; Hagedorn et al., 2007), $\sim 7.10^{-3}\text{ mm.an}^{-1}$ (Ng et al., 2005), $\sim 2.10^{-4}\text{ mm.an}^{-1}$ (Lacelle et al., 2011) et $\sim 6.10^{-2}\text{ mm.an}^{-1}$ (Kowalewski et al., 2011).

Sur Mars, le taux de sublimation de la glace varie énormément en fonction de la température, de la pression atmosphérique et de la vitesse du vent (Hecht, 2002). Toutefois, le taux de sublimation de la glace pure excavée par les cratères d'impact aux moyennes latitudes nord a été estimé à $\sim 0,01\text{ mm.sol}^{-1}$ (Byrne et al., 2009; Dundas and Byrne, 2010), soit $\sim 6,69\text{ mm.année}^{-1}$ martienne (3,65 mm par année terrestre). Néanmoins, dans le cas de la sublimation de glace enfouie à travers une couche anhydre, le taux de sublimation est plus faible (cf. section 4.2.3.2) (Farmer, 1976). Des expériences en laboratoire ont montré que le taux de sublimation de la glace à travers une couche anhydre basaltique poreuse d'1 m d'épaisseur varierait entre $\sim 0,77$ et $1,66\text{ mm.année}^{-1}$ martienne (0,4-0,88 mm par année terrestre) (Bryson et al., 2008).

	Thermokarst Terre	Glac enfouie Antarctique	Glac enfouie Mars
Taux (mm.année ⁻¹ martienne)	(a) 188	(b) $1,88.10^{-2}$	(c) 1,2
Temps (année martienne)	372	$3,72.10^6$	$5,83.10^4$

FIGURE 4.38 – Estimation du temps de formation d'une “scalped depression” d'Utopia Planitia de $\sim 70\text{ m}$ de profondeur en utilisant : (a) un taux moyen de subsidence thermokarstique de $\sim 10\text{ cm.année}^{-1}$ terrestre (Fedorov and Konstantinov, 2003; Brouchkov et al., 2004; Grosse et al., 2007); (b) un taux moyen de sublimation de glace enfouie en Antarctique de $\sim 1.10^{-2}\text{ mm.année}^{-1}$ terrestre (McKay et al., 1998; Ng et al., 2005; Hagedorn et al., 2007; Lacelle et al., 2011; Kowalewski et al., 2011) et; (c) un taux moyen de sublimation de glace enfouie sur Mars $\sim 1,2\text{ mm.année}^{-1}$ martienne (Bryson et al., 2008).

Dans le cas des “scalped depressions” d'Utopia Planitia, certaines dépressions ayant une profondeur allant jusqu'à $\sim 70\text{ m}$ (cf. section 4.2.2.2), il est possible d'estimer la durée maximale de leur formation en utilisant les valeurs précédemment citées (Fig. 4.38). Le but ici est d'avoir un ordre d'idée de la durée de formation des “scalped depressions” d'Utopia Planitia. Naturellement, il convient d'utiliser un modèle numérique afin de simuler correctement la sublimation de glace de pore.

Notre estimation de la durée de la formation des “scalped depressions” d'Utopia Planitia varie énormément selon le taux de subsidence thermokarstique ou le taux de sublimation em-

ployé (Fig. 4.38). La formation d’une dépression de ~ 70 m de profondeur par sublimation de la glace du pergélisol varierait entre 58.300 et $3,72 \cdot 10^6$ années martiennes (Fig. 4.38).

La période de 58.300 ans en utilisant le taux de sublimation de glace enfouie sur Mars est sans doute la plus représentative de la durée de formation des “scalped depressions”. En effet, le taux de sublimation de glace enfouie des vallées McMurdo de l’Antarctique est plus faible que sur Mars car les conditions atmosphériques de ces vallées McMurdo sont relativement plus humides que sur Mars (cf. chapitre 1 section 1.2.1.2 Fig. 1.27).

D’après les travaux de Laskar et al. (2004), les périodes de haute obliquité de Mars durent environ ~ 120.000 années martiennes (cf. chapitre 1 section 1.2.4.2 Fig. 1.50). Nous pensons donc qu’il est possible que les “scalped depressions” d’Utopia Planitia se soient formées selon une seule période de haute obliquité.

Ainsi, il semble peu probable que les bandes internes des dépressions marquent des cycles de haute obliquité. L’insolation dépendant non seulement de l’obliquité, mais aussi de l’excentricité ou de la précession de la planète (Forget et al., 2006), il est possible que ces bandes internes marquent des périodes de forte insolation au sein de périodes de haute obliquité de Mars.

4.3.5 Conclusion

La pente face au pôle des “scalped depressions” montre différentes morphologies vraisemblablement associées à une dégradation importante des polygones intra-dépressions. Certains polygones sont similaires en morphologie aux polygones très dégradés terrestres appelés baydjarakhs. Les cuvettes semicirculaires sont semblables aux thermocirques sur les bords des lacs thermokarstiques terrestres.

Notre étude montre que cette dégradation provoquerait la formation d’alcôves autour de polygones qui évolueraient ensuite vers des cuvettes semicirculaires avec la dégradation complète des polygones. L’expansion des cuvettes semicirculaires par la dégradation successive des polygones induirait un développement orienté des dépressions vers l’équateur. La dégradation importante et préférentielle des polygones sur la pente face à l’équateur des dépressions pourrait s’expliquer par une insolation accrue lors de périodes de haute obliquité de Mars.

Les dépressions présentent sur la pente face à l’équateur des bandes internes brillantes dues à des ressauts topographiques. Leur morphologie souligne une origine liée à la dégradation de l’escarpement face au pôle des dépressions. Dans cette hypothèse, les bandes internes peuvent être formées par des dégradations successives de la pente face au pôle des dépressions. Ces épisodes de dégradation marquent probablement des périodes où l’insolation était particulièrement importante au sein de périodes de haute obliquité de Mars.

Toutefois, dans une seconde hypothèse, nous aborderons dans le chapitre suivant l’origine des bandes internes comme des possibles couches sédimentaires exhumées (cf. chapitre 5 section 5.2).

4.4 Modèle d'évolution des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions : rôle du vent dans le thermokarst

Cette section a donné lieu à un résumé présenté oralement à la “Lunar and Planetary Science Conference” à Houston (Séjourné et al., 2010).

4.4.1 Introduction

Des cavités sont parfois observées à la jonction des polygones inter-dépressions (cf. chapitre 1 section 1.2.5.2 et cf. nomenclature des polygones section 4.2.2.2) (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Ces cavités à la jonction des polygones inter-dépressions font partie de l'assemblage de modelés d'Utopia Planitia (cf. chapitre 1 section 1.2.5.2). Ces cavités sont observées dans la partie ouest d'Utopia Planitia (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Cependant, leur distribution géographique n'est pas connue à ce jour.

Ces cavités sont interprétées comme étant le résultat possible de la dégradation d'un pergélisol riche en glace (Seibert and Kargel, 2001; Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Cependant, de la même manière que les “scalped depressions”, deux origines antinomiques ont été proposées : (i) la sublimation de glace de sol (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009) et ; (ii) la fonte localisée de coins de glace (Seibert and Kargel, 2001; Wan Bun Tseung and Soare, 2006) (cf. chapitre 1 section 1.2.5.2).

Morgenstern et al. 2007 proposent que ces cavités représenteraient le début de formation des “scalped depressions”. Cependant, Lefort et al. (2009) montrent qu'aucune forme intermédiaire entre les cavités et les dépressions n'est observée. En outre, les cavités recoupent les “scalped depressions” suggérant une formation indépendante et postérieure à ces dernières (Lefort et al., 2009).

Les cavités à la jonction des polygones sont intéressantes afin de comprendre la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia. Elles peuvent représenter un épisode de dégradation postérieur à celui ayant formé les “scalped depressions”. En outre, la formation et l'évolution des cavités peuvent indiquer des conditions climatiques différentes des conditions actuelles sèches sur Mars.

Le but de notre étude des cavités à la jonction des polygones est de :

- Etudier leur distribution géographique dans Utopia Planitia (cf. section 4.4.2)
- Etudier leur morphologie et leur relation avec les polygones inter-dépressions en établissant une classification morphologique (cf. section 4.4.3)
- Déterminer leur processus de formation et leur évolution en comparant leur morphologie à des analogues terrestres (cf. section 4.4.4)

4.4.2 Distribution géographique des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions

Notre cartographie des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions est basée sur toutes les images CTX (50 images à 6 m/pixel) et MOC (58 images à 3-10 m/pixel) disponibles dans la zone d'étude (80°-110°E et 40°-50°N) (Fig. 4.39 et cf. Annexe 1) (cf. chapitre 2 section 2.1.1 et Fig. 2.7). Les buts de la cartographie sont de : (i) déterminer leur distribution géographique et ; (ii) étudier leurs potentielles variations morphologiques à travers la zone d'étude.

Les cavités à la jonction des polygones sont identifiées et cartographiées selon des critères morphologiques précis : présence à la jonction de polygones, absence de rempart, cavité individuelle ou organisée en groupe (cf. chapitre 2 section 2.2.1.1). De la même manière que pour la cartographie des dépressions, nous avons utilisé le logiciel ArcGIS pour construire les mosaïques d'images CTX et MOC. Les images MOC ont été utilisées en complément des images CTX afin d'avoir une couverture la plus complète possible et aider à la cartographie dans le cas où les images CTX sont de qualité moyenne (présence de poussières, bruit sur le CCD...) (cf. chapitre 2 section 2.1.2).

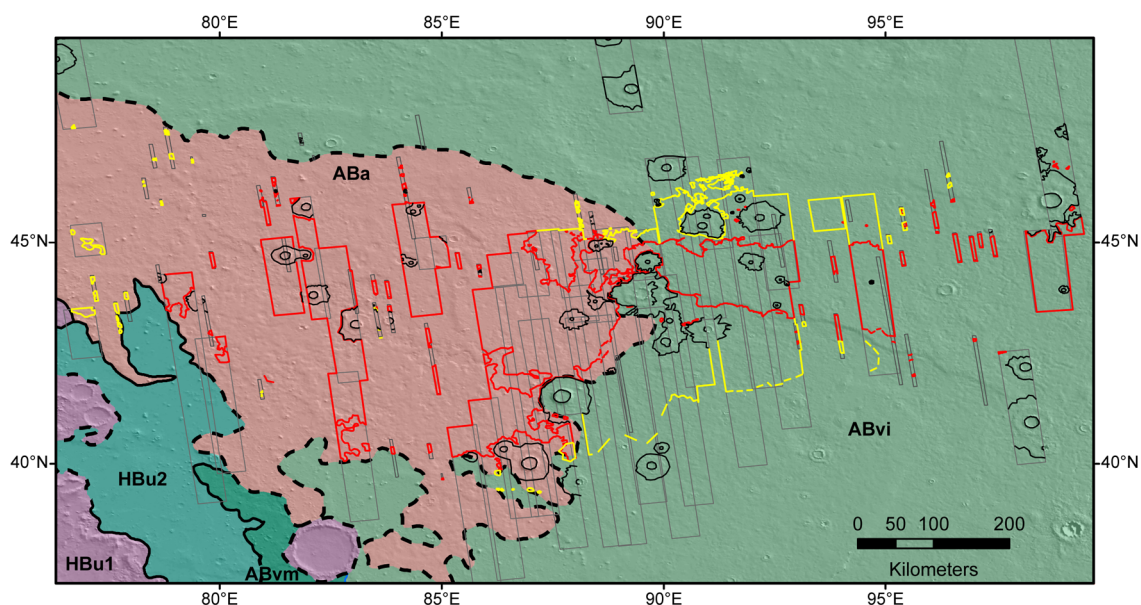


FIGURE 4.39 – Distribution géographique des polygones présentant des cavités à leur jonction (rouge) et des polygones sans cavité (jaune) dans Utopia Planitia superposée à la carte géologique en relief ombré de Tanaka et al. (2005). ABvi : Vastitas Borealis Interior unit ; ABa : Astapus Colles unit. Les rectangles gris représentent les images CTX et MOC utilisées dans cette étude. NASA/USGS/JPL/MSS.

Dans Utopia Planitia, les polygones inter-dépressions ne présentent pas tous des cavités à leur jonction (Fig. 4.13e). Afin de comprendre la relation entre les cavités et les polygones, nous avons cartographié les limites des régions présentant des cavités à la jonction des polygones (rouge) et des régions présentant des polygones “sans cavité” (jaune) (Fig. 4.39).

La distribution des cavités à la jonction des polygones s'étend approximativement de ~ 40°N à 46°N de latitude et sur une bande longitudinale de ~ 78°E à 100°E (Fig. 4.39). Cette distribution ne montre pas de gradient latitudinal mais plutôt, une faible dissymétrie longitudinale (Fig. 4.39).

La majorité des régions présentant des cavités se trouve à l'ouest et coïncide partiellement avec l'unité Astapus Colles (ABa) (Fig. 4.39 et cf. chapitre 1 section 1.2.5.3). A l'est, les régions présentant des cavités sont observées dans l'unité Vastitas Borealis Interior (ABvi) (cf. chapitre 1 section 1.2.5.3).

La distribution des cavités n'apparaît pas nécessairement corrélée avec celle des polygones. En effet, les polygones inter-dépressions sont observés de $\sim 80^\circ$ à 100° E et de $\sim 40^\circ$ à 47° N tandis que la distribution des polygones "sans cavités" est plus large, notamment au sein de l'unité ABvi (Fig. 4.39).

Au sein de la zone d'étude, nous avons observé des variations de concentration des cavités à la jonction des polygones. Certaines régions présentent une relativement forte concentration de cavités (Fig. 4.40a) alors que dans d'autres régions, la concentration semble moindre (Fig. 4.40b). Par contre, les cavités ne semblent pas montrer de différences de morphologie entre ces deux régions (Fig. 4.40). Même au sein de la zone où la concentration des cavités est moindre, localement, la concentration des cavités peut être parfois importante au niveau de groupes isolés de "scalped depressions" ou autour des éjecta de certains cratères d'impact (Fig. 4.40a).

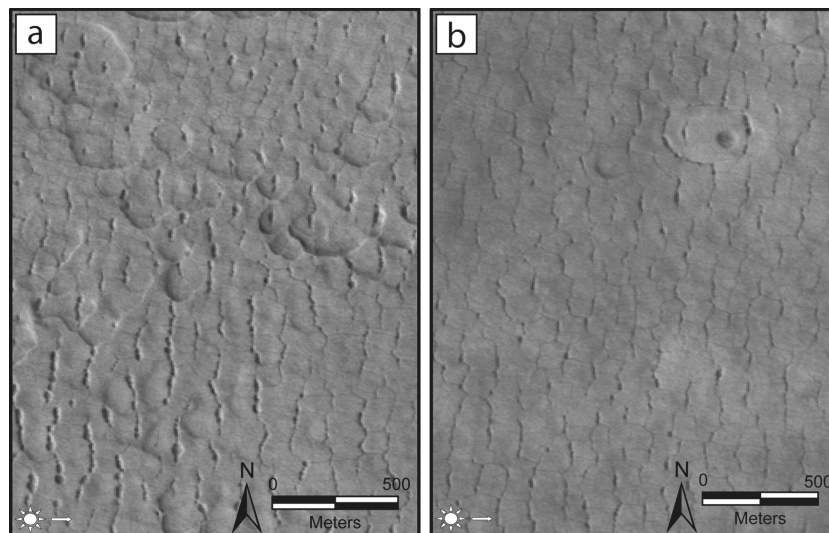


FIGURE 4.40 – Différence de concentration des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions au sein d'Utopia Planitia (P03_002202_2249_XN_44N275W ; P01_001582_2247_XI_44N273W). NASA/USGS/JPL/MSS.

Afin de savoir si la distribution des cavités est liée à la topographie, nous avons superposé la distribution géographique des cavités sur la carte topographique MOLA de la région (Fig. 4.41) (Smith et al., 1999). En première approximation, à l'ouest (au sein d'ABa), les régions à cavités semblent être corrélées à des régions hautes topographiquement (flèche blanche Fig. 4.41). A l'est (au sein d'ABvi), les régions présentant des cavités suivent également un ressaut topographique (flèche blanche Fig. 4.41).

La région à forte concentration de cavités à la jonction des polygones se situe dans le quart nord-ouest de l'unité ABa (zone **verte**) (Fig. 4.41). Cette région à forte concentration ne semble être ni corrélée à la géologie, ni à la topographie (Fig. 4.41).

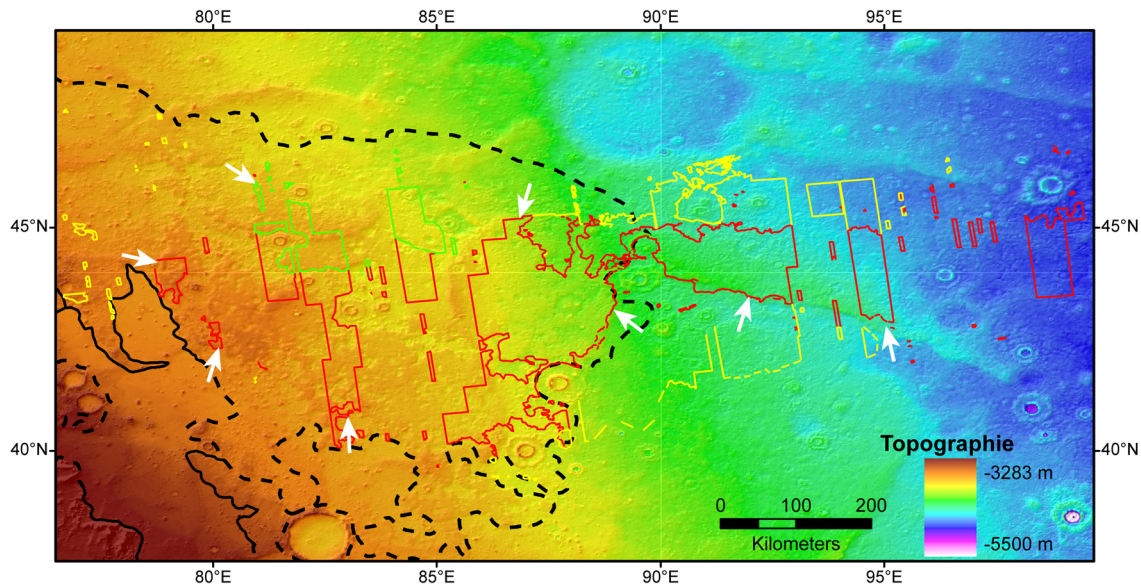


FIGURE 4.41 – Distribution géographique des cavités à la jonction des polygones (rouge) et des polygones sans cavités (jaune) dans Utopia Planitia superposée à la carte MOLA (Smith et al., 1999). La région à forte concentration de cavités est en vert. Les traits représentent les limites des unités géologiques de la Fig. 4.39.

4.4.3 Etude morphologique des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions

4.4.3.1 Morphologie

Les cavités ont une forme circulaire à elliptique avec un diamètre de ~ 10 -150 m (Fig. 4.43) (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). A l'aide des ombres portées, Wan Bun Tseung and Soare (2006) ont estimé que la profondeur des cavités variait entre ~ 2 et 17 m. En utilisant le MNT HiRISE, nous avons mesuré des profondeurs minimales de ~ 2 -3 m (Fig. 4.42b-c). A l'intérieur des cavités, la fracture des polygones est parfois visible (Fig. 4.42a).

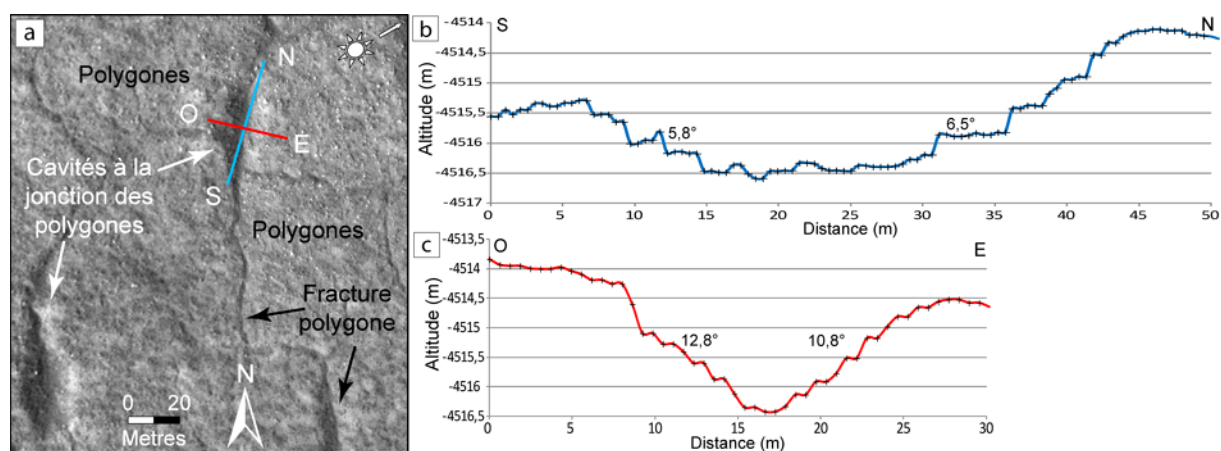


FIGURE 4.42 – Morphologie et profils topographiques internes des cavités à la jonction des polygones (PSP_002439_2265 ; DTEEC_001938_2265_002439_2265_U01). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

Les cavités ne semblent pas présenter d'asymétrie N-S ou E-O (Fig. 4.42b-c). Les cavités sont exclusivement observées sur les sillons N-S des polygones. Nous avons observé qu'elles sont plus souvent localisées à la jonction de 2 polygones (70 %) qu'à la jonction de 3 ou 4 polygones (30 %) (n= 219) (Fig. 4.43 et cf. Annexe 4). Même dans le cas où le réseau polygonal souligne des cratères d'impact enfouis, les cavités ne sont présentes que sur les sillons N-S (Fig. 4.43). Les cavités recoupent les "scalped depressions" sans changement notable de morphologie (Fig. 4.40a et 4.43).

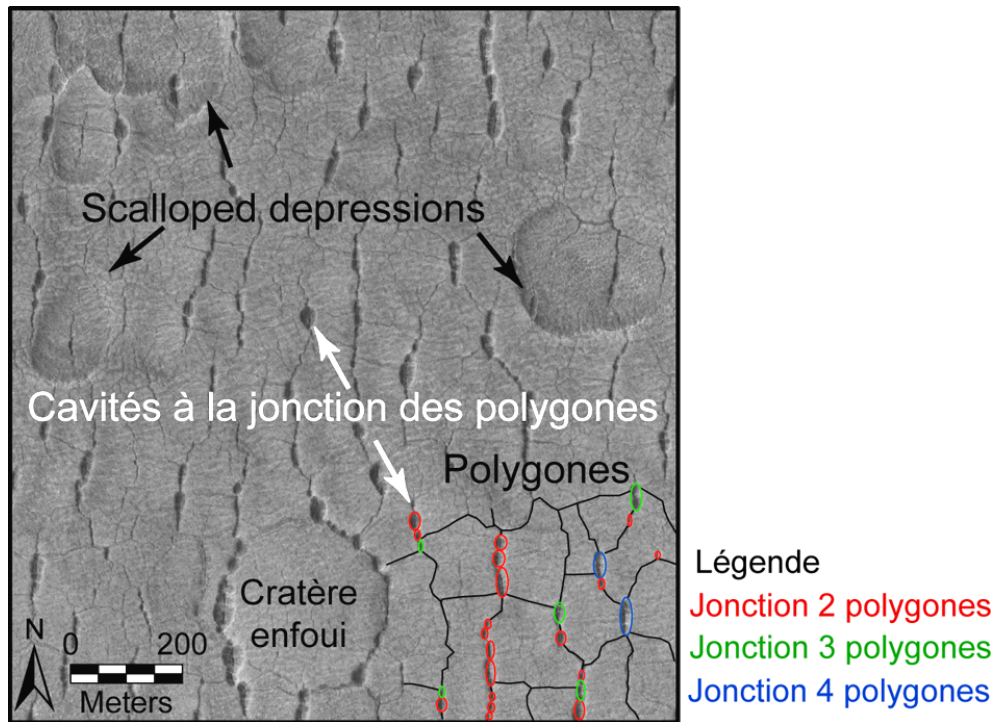


FIGURE 4.43 – Cavités à la jonction des polygones inter-dépressions dans Utopia Planitia. Nous avons étudié la localisation des cavités : 70 % des cavités sont situés à la jonction de 2 polygones et 30 % à la jonction de 3 ou 4 polygones (HiRISE PSP_007740_2250). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

4.4.3.2 Classification morphologique

Afin de comprendre l'évolution des cavités, nous avons établi une classification de celles-ci. Dans la zone d'étude, trois types de cavités ont été distingués basé sur la forme, l'elongation et le diamètre des cavités (n= 219 sur 12 images HiRISE) (Fig. 4.44 et cf. Annexe 4). A noter que l'elongation est définie comme le rapport de l'axe latitudinal sur l'axe longitudinal (Fig. 4.44a).

1) Le premier type correspond à des cavités circulaires alignées le long des sillons polygonaux (Fig. 4.44b). Leur diamètre (~ 10-30 m) et leur elongation (1-3) sont faibles (n= 146).

2) Le second type correspond à des cavités elliptiques à bord en feston (Fig. 4.44c). Leur diamètre (~ 30-100 m) et leur elongation (2-4) sont plus importants que le premier type (n= 103). La direction d'elongation des cavités (direction du plus grand axe) est N-S.

3) Le troisième type correspond à de larges cuvettes allongées comportant de petites cavités à l'intérieur (flèche blanche Fig. 4.44d). Leur diamètre (~ 30-150 m) et leur elongation (2-5) sont encore plus importants que les autres types mais varie beaucoup (n= 91). Des fractures semicirculaires sont observées autour des cavités (flèche noire Fig. 4.44d). La direction d'elongation des cavités est également N-S.

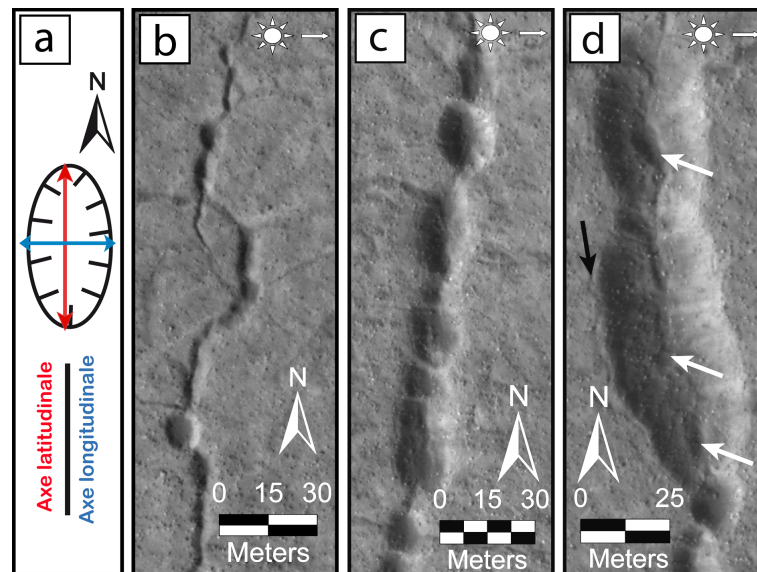


FIGURE 4.44 – Classification morphologique des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions dans Utopia Planitia (a) basée sur leur forme, leur diamètre et leur élongation. (b) Type 1 : petites cavités circulaires ; (c) Type 2 : cavités elliptiques à bord en feston ; (d) Type 3 : large cuvette avec des petites cavités internes (flèche blanche) et des fractures semicirculaires périphériques (flèche noire) (HiRISE PSP_002202_2250). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

4.4.4 Développement des cavités à la jonction des polygones par dégradation thermokarstique

4.4.4.1 Origines possibles des cavités

La présence de cavités alignées dans Utopia Planitia peuvent être expliquée par différentes origines. Dans cette section, nous allons exposer les différents processus pouvant expliquer l'origine de ces cavités.

Dans les régions volcaniques comme celle de Tharsis, l'effondrement de tubes de laves ou de dikes crée des cavités de ~ 10 -100 m de diamètre en surface (Fig.4.45a) (Scott and Wilson, 2002; Wyrick et al., 2004). L'épanchement de coulées de laves basaltiques et fluides peut conduire à la formation de tubes de laves. Ces tubes se forment lorsque le toit et les bords de la coulée se refroidissent plus rapidement que le cœur où la lave liquide s'écoule encore (Bardintzeff and McBirney, 2000). L'affaissement partiel du toit des tubes de laves conduit à la formation de cavités en surface. Ces cavités peuvent être alignées de façon sinueuse reflétant le trajet tortueux de la coulée (Fig. 4.45a) (Wyrick et al., 2004).

La propagation verticale et horizontale de dikes induit des contraintes extensives dans l'encaissant rocheux (Wilson and Head, 2002; Mège et al., 2003). Les contraintes provoquent une fracturation de l'encaissant entraînant une subsidence du sol et la formation en surface de cavités alignées de diamètre variable (~ 10 -100 m de diamètre). Par ailleurs, dans les régions subissant des contraintes tectoniques, les mouvements extensifs provoquent la formation de failles et de grabens (Tanaka and Golombek, 1989). Une extension importante du sol peut induire une subsidence du sol et la formation de cavités alignées (~ 10 -100 m de diamètre) le long des failles normales ou à l'intérieur des grabens (Fig.4.45b) (Mège et al., 2003; Wyrick et al., 2004).

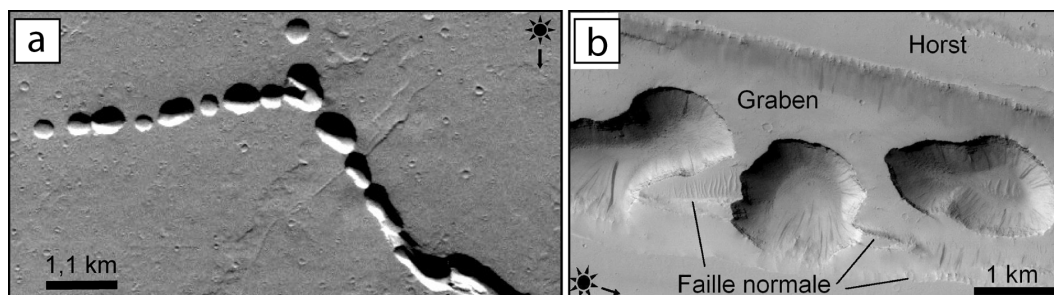


FIGURE 4.45 – (a) Tube de lave partiellement effondrés sur les pentes d'Ascræus Mons (Themis V27249022). (b) Subsidence du sol au fond d'un graben de Tractus Fossae (MOC R1300250). NASA/JPL/MSS.

Une autre origine peut être liée à l'effondrement de cavités souterraines créées par la dissolution de roches sédimentaires. Sur Terre, les roches carbonatées sont très connues pour former des reliefs karstiques typiques même dans les régions périglaciaires (Ford, 1987; Bryan and Jones, 1997). De la même manière, la dissolution de roches évaporitiques ou même de dépôts non-consolidés comme le loess peuvent donner lieu à des effondrements de sol (Galve et al., 2009; Verachtert et al., 2010). La circulation d'eau en profondeur provoque la dissolution des roches et/ou le transport de particules formant des réseaux de cavités souterraines. L'effondrement de ces cavités souterraines crée en surface des dolines de tailles variées (~ 10 -100 m de diamètre) (Fig. 4.46) (Bryan and Jones, 1997; Wyrick et al., 2004).

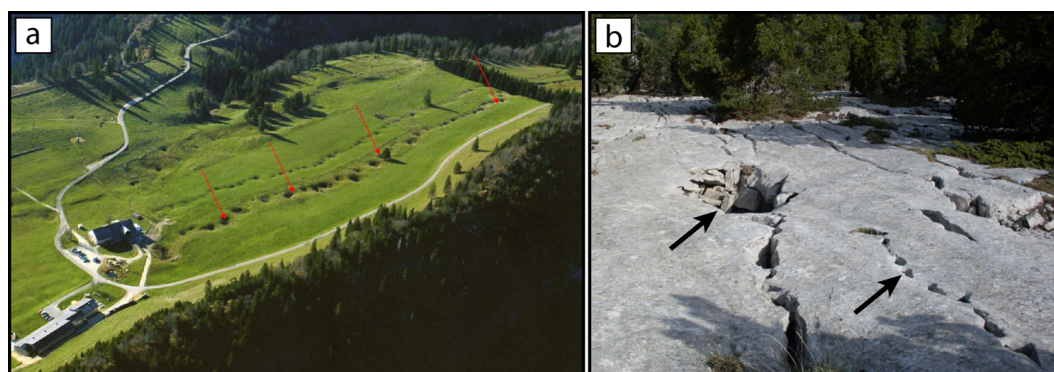


FIGURE 4.46 – Des morphologies karstiques en France. (a) Dolines (flèche) créées par l'effondrement de cavités souterraines dans le Jura (Photo Total). (b) Petites cavités alignées (flèche) le long de fractures dans les Alpes (Montagne d'Aujourd, Photo J. Gargani).

Dans les régions périglaciaires, le ruissellement ou l'accumulation d'eau le long des sillons polygonaux conduit à la fonte des coins de glace sous-jacents (cf. section 4.2.2.3 et chapitre 3 section 3.2.2.4) (Fortier et al., 2007; Washburn, 1973). La fonte de la glace entraîne alors une subsidence du sol et la formation de cuvettes remplies par l'eau de fonte à la jonction des polygones (Fig. 4.47) (Washburn, 1973; Mackay, 1999). Par la suite, l'accumulation d'eau au-dessus des coins de glace et du permafrost adjacent agit comme une batterie thermique induisant un approfondissement et un élargissement des cuvettes (cf. chapitre 3 section 3.2.2.4). Occasionnellement, les cuvettes peuvent se connecter et former un réseau hydrologique le long des polygones (Fig. 4.47) (French, 2007).

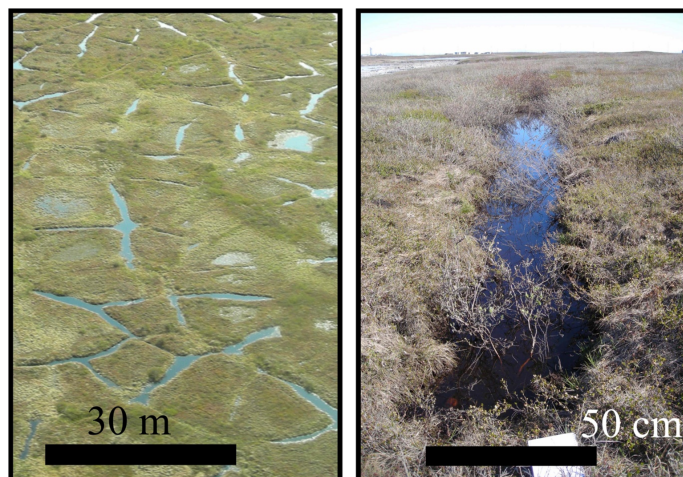


FIGURE 4.47 – Fonte partielle des coins de glace entraînant l'accumulation d'eau à la jonction des polygones (campagne de terrain 2009, Tuktoyaktuk).

Dans certains cas, la fonte localisée des coins de glace est tellement importante qu'elle conduit à la formation de cavités verticales (Seppälä, 1997). Le ruissellement et l'infiltration d'eau issue de précipitation ou de fonte de neige à travers ces cavités verticales conduit à la formation de tunnels souterrains ($\sim 1\text{-}2\text{ m}$ dimension) par érosion thermique (Fig. 4.48) (Fortier et al., 2007). La circulation aérienne de l'eau évolue alors vers une circulation souterraine via ces tunnels qui suivent le tracé du réseau de polygones (Fig. 4.48) (Fortier et al., 2007). Ensuite, l'élargissement des tunnels par érosion thermique et mécanique peut conduire à l'affaissement du toit des tunnels. Ces effondrements provoquent la formation en surface de cuvettes et de ravines qui continuent à canaliser l'eau. A noter que le ruissellement en surface ainsi que la circulation souterraine d'eau le long des coins de glace se produisent dans le sens de la pente (Fig.4.48) (Seppälä, 1997; Fortier et al., 2007). De la même manière, des cavités souterraines peuvent se former lors de la fonte localisée de glace dans le pergélisol ou dans des dépôts morainiques (Hyatt, 1992).

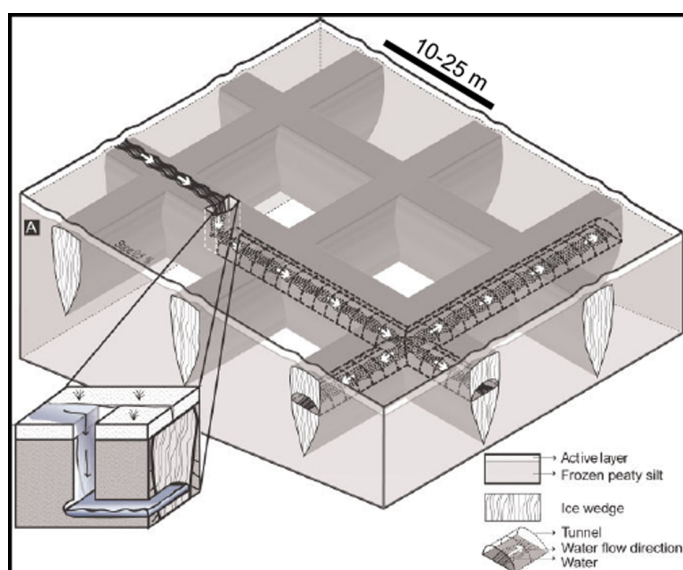


FIGURE 4.48 – Schéma de la circulation d'eau via des tunnels creusés par érosion thermomécanique des coins de glace des polygones au Canada. D'après Fortier et al. (2007).

4.4.4.2 Dégradation thermokarstique des polygones inter-dépressions

Notre étude de la distribution et de la morphologie des cavités va nous permettre de discuter les origines possibles :

1) La formation des polygones inter-dépressions pouvant être liée à des processus tectoniques associés à la compaction/dessiccation de la Vastitas Borealis Formation (Yoshikawa, 2003), les cavités peuvent avoir une origine similaire. Il est possible que des mouvements tectoniques extensifs E-W aient provoqué une subsidence du sol selon une direction préférentielle N-S. Cette origine tectonique pourrait expliquer l'alignement des cavités sur les fractures N-S.

2) Dans une autre hypothèse, les cavités peuvent avoir une origine liée à l'effondrement de tubes de laves ou à la subsidence du sol suivant la propagation de dikes en profondeur.

Néanmoins, nous pensons qu'une origine tectonique ou volcanique des cavités semble peu probable. En effet, aucune structure tectonique extensive (failles normales, grabens, ...) ou volcanique (cônes volcanique, coulées de laves, maars...) n'est observée dans notre zone d'étude d'Utopia Planitia.

3) Une origine des cavités liée à la dissolution de roches sédimentaires est en accord avec les unités géologiques à l'ouest d'Utopia Planitia qui sont d'origine sédimentaire (Fig. 4.39 et cf. chapitre 1 section 1.2.5.3). Cependant, aucune roche sédimentaire soluble n'a été détectée à l'aide du spectromètre OMEGA ou CRISM dans Utopia Planitia.

En outre, si les cavités peuvent être des dolines, aucun autre modelé karstique n'est observé dans notre zone d'étude. Par exemple, aucun modelé indiquant une infiltration d'eau (pertes, vallées sèches, relief ruinforme, ...), des résurgences d'eau ou, des effondrements (avens, gouffres, ...) n'est observé. En outre, la présence des cavités exclusivement sur les sillons N-S des polygones ne semble pas correspondre à un effondrement aléatoire de cavités souterraines karstiques.

4) Plusieurs éléments semblent indiquer que les cavités à la jonction des polygones seraient dues à des processus thermokarstiques :

- Les cavités semblent être de même âge et associées spatialement aux autres modelés péri-glaciaires (polygones de contraction thermique et dépressions thermokarstiques) d'Utopia Planitia (Wan Bun Tseung and Soare, 2006).
- Leur distribution géographique est similaire aux autres modelés et coïncide partiellement avec les unités géologiques ABa et ABvi interprétées comme étant riches en glace (Fig. 4.39 et cf. chapitre 1 section 1.2.5.3).
- Les cavités sont observées exclusivement à la jonction des polygones de contraction thermique indiquant une origine liée à la dégradation de ceux-ci.

Ainsi, nous suggérons que les cavités seraient le résultat de la dégradation thermokarstique des polygones inter-dépressions. Toutefois, la fonte ou la sublimation de la glace peuvent avoir engendré une subsidence du sol (Seibert and Kargel, 2001; Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Morgenstern et al., 2007). Or, aucune trace de ruissellement liée à la fonte de la glace ou de connexions fluviales entre les cavités comme sur Terre n'est observée (Fig. 4.47). La sublimation de la glace de sol semble donc être responsable de la subsidence du sol provoquée par la disparition de la glace au niveau des sillons des polygones (Fig. 4.49a).

Toutefois, nous pensons qu'il est difficile de totalement écarter l'hypothèse de la fonte de glace (Seibert and Kargel, 2001; Wan Bun Tseung and Soare, 2006). Mais à la différence de Wan Bun Tseung and Soare (2006) qui ont proposé une fonte de la glace suivit d'une accumulation d'eau à la jonction des polygones, nous pensons qu'une fonte partielle en profondeur est envisageable. En effet, il est possible qu'un flux géothermique plus important qu'actuellement ait pu conduire à une fonte partielle de la glace en profondeur (Fig. 4.49b) (Kargel et al.,

2011). Cette fonte a pu conduire à la formation de cavités souterraines qui en s'affaissant, ont pu provoquer la formation de cavités en surface (Fig. 4.49b).

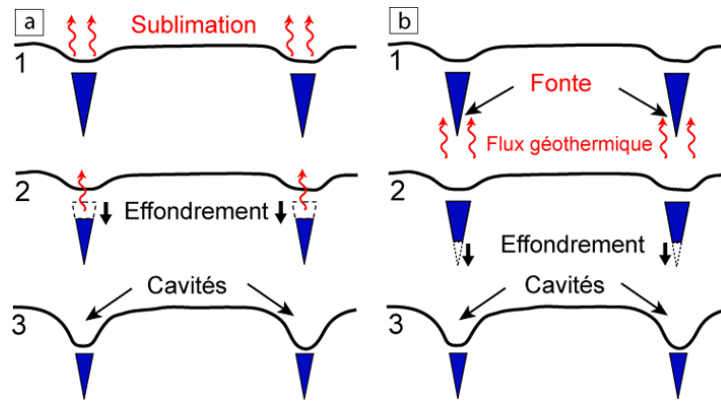


FIGURE 4.49 – Formation des cavités à la jonction des polygones par (a) sublimation de la glace le long de sillons polygonaux. (b) Une autre hypothèse suppose la fonte partielle en profondeur de la glace due à un flux géothermique plus important.

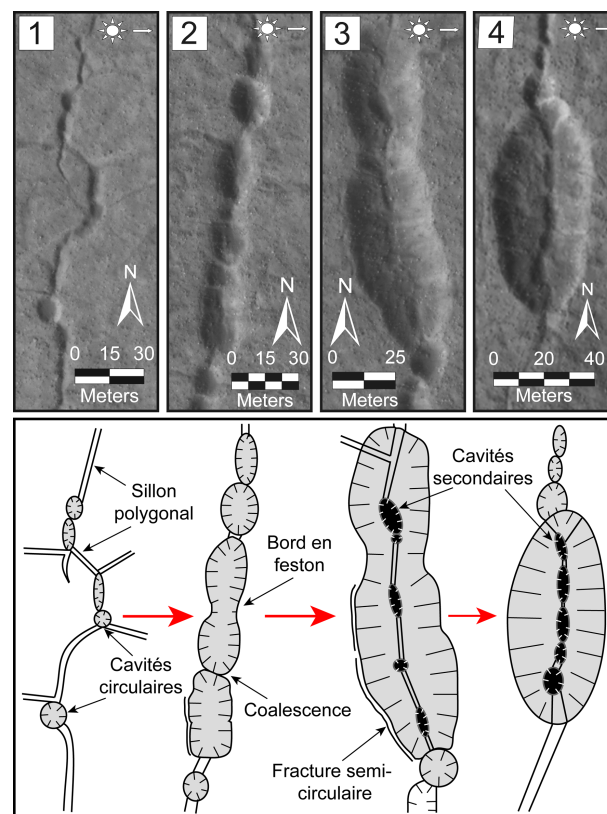


FIGURE 4.50 – Evolution morphologique des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions dans Utopia Planitia par sublimation de la glace de sol au niveau des sillons polygonaux N-S (HiRISE PSP_002202_2250). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

A partir de notre classification morphologique, nous suggérons que le changement de morphologie des cavités reflète une évolution temporelle des cavités. Nous proposons une évolution morphologique commençant par une sublimation préférentielle de la glace le long des sillons polygonaux N-S.

1. La dégradation des sillons polygonaux induit une subsidence du sol et la formation de petites cavités circulaires alignées le long des fractures N-S (**type 1**) (étape 1 sur Fig. 4.50).
2. Puis, les cavités se développant, elles coalescent pour former des cuvettes elliptiques à bord en feston et avec une élongation plus importante (**type 2**) (étape 2 sur Fig. 4.50).
3. Par la suite, la dégradation continuant, de nouveaux effondrements se produisent, induisant la formation de cavités secondaires au fond des cavités elliptiques le long de la fracture initiale (**type 3**) (étape 3 sur Fig. 4.50).
4. Enfin, l'expansion latérale des cavités génère des cavités à plus faible élongation (**type 3**) (étape 4 sur Fig. 4.50).

4.4.5 Une dégradation thermokarstique lors de périodes de haute obliquité de Mars

4.4.5.1 Cause du thermokarst

Distribution de la dégradation des polygones

Les variations de la concentration et de la morphologie des cavités semblent refléter une dégradation des polygones plus importante au sein d'ABa :

- Les cavités à la jonction des polygones sont plus concentrées à l'ouest au sein d'ABa qu'à l'est dans ABvi (Fig. 4.39).
- Certaines régions dans ABvi présentent des polygones sans cavités indiquant qu'ils n'ont pas été dégradés (Fig. 4.41).

Nous allons essayer de déterminer les causes de cette distribution de la dégradation des polygones dans Utopia Planitia. Pour cela, nous allons utiliser les variations de la morphologie et de la concentration des cavités identifiées par notre cartographie.

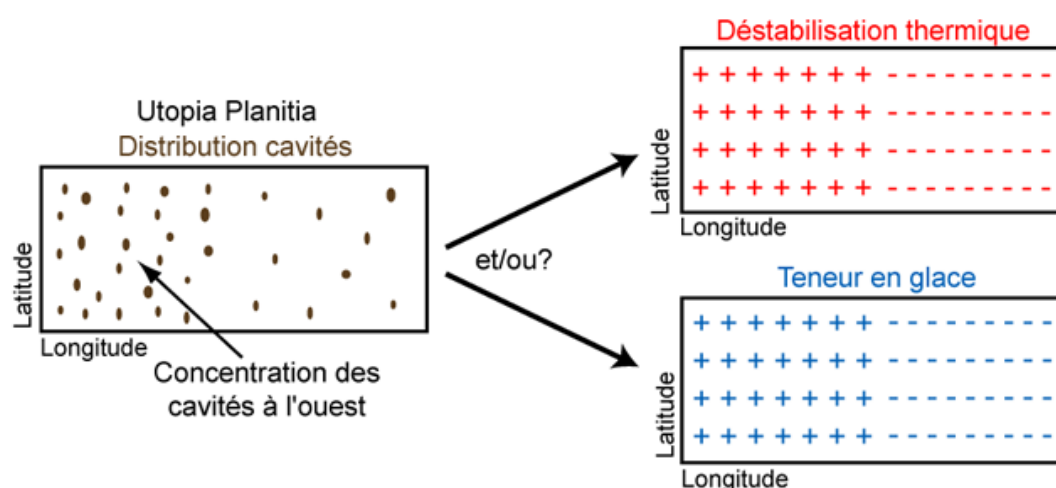


FIGURE 4.51 – La concentration des cavités à la jonction des polygones à l'ouest d'Utopia Planitia indique une dégradation des polygones plus importante qui peut être due à : (i) une déstabilisation thermique plus importante des polygones et/ou, (ii) une teneur en glace plus importante des polygones dans cette unité.

En effet, sur Terre, la morphologie et la distribution de la dégradation du pergélisol (thermokarst) dépendent de (i) la déstabilisation thermique (cause et durée) et, (ii) du contenu en glace

du pergélisol (teneur et distribution) (cf. chapitre 1 section 1.1.5.2) (Czudek and Demek, 1970; French and Egginton, 1973; Rampton, 1974).

Dans Utopia Planitia, la dégradation des polygones inter-dépressions plus importante au sein d'ABa peut être due en première approximation à (Fig. 4.51) :

- Une déstabilisation thermique plus importante des polygones dans l'unité ABa que dans l'unité ABvi (zone “+” Fig. 4.51).
- Et/ou une teneur en glace plus forte des polygones au sein de l'unité ABa que dans l'unité ABvi (zone “+” Fig. 4.51).

1) Plusieurs éléments semblent montrer que la teneur en glace des polygones au sein d'ABa et d'ABvi serait similaire. Premièrement, les deux unités présentent des polygones inter-dépressions avec une morphologie et une taille similaire, il est donc peu probable que la teneur en glace des polygones soit différente. Deuxièmement, même si la concentration est moindre, des cavités à la jonction des polygones sont observées dans l'unité ABvi indiquant une dégradation de ces derniers.

2) Si la teneur en glace des polygones ne varie pas, la morphologie et la distribution du thermokarst vont dépendre principalement de la déstabilisation thermique des polygones (cause et durée) (cadre rouge sur Fig. 4.51). Or, en l'absence de contraintes sur l'âge des cavités (datées à l'Amazonien supérieur), nous supposons que toutes les cavités se soient formées durant la même période de déstabilisation des polygones.

Ainsi, la distribution des cavités dans Utopia Planitia dépendrait principalement de la cause de la déstabilisation thermique des polygones. Nous allons utiliser la variation de la morphologie et de la distribution des cavités afin de déterminer cette cause.

De multiples facteurs peuvent causer la déstabilisation thermique des polygones du pergélisol (cf. chapitre 1 section 1.1.5.2). Les cavités à la jonction des polygones étant distribuées sur une vaste région dans Utopia Planitia, les causes locales peuvent être exclues. Le thermokarst semble donc être déclenché par une cause régionale ou globale. Or, la distribution des cavités à la jonction des polygones ne présentent pas de zonation en latitude ou longitude et est restreinte uniquement à l'ouest d'Utopia Planitia. Par conséquent, la cause du thermokarst semble être d'origine régionale mais non globale.

Deux facteurs peuvent avoir causé une déstabilisation thermique du pergélisol à l'échelle d'Utopia Planitia : l'activité volcanique ou l'activité éolienne.

1) L'activité volcanique semble peu probable car aucune structure volcanique n'est observée dans notre zone d'étude et les volcans d'Elysium Mons sont plus à l'est d'Utopia Planitia (cf. section 4.4.4.2).

2) L'activité éolienne pourrait expliquer la dégradation préférentielle dans l'unité ABa et sur des régions hautes topographiquement où la déflation éolienne serait potentiellement importante.

Origine de la localisation et de l'élongation N-S des cavités à la jonction des polygones

La dégradation des polygones ayant une direction préférentielle N-S (localisation des cavités sur les sillons polygonaux N-S et élongation N-S des cavités), nous pensons que l'origine de cette orientation est la clé afin de comprendre le déclenchement du thermokarst. Nous allons donc examiner les différents processus ayant pu induire cette orientation N-S du thermokarst.

1) Comme c'est le cas avec les “scalped depressions” (cf. section 4.2.2.4), l'insolation aurait pu contrôler la dégradation des polygones inter-dépressions. Toutefois, l'insolation ne semble pas avoir provoqué la formation des cavités car dans ce cas, les cavités devraient être

observées sur les sillons polygonaux E-W et non N-S. En outre, les cavités ne semblent pas montrer d'asymétrie N-S des pentes (Fig. 4.42).

2) Par analogie avec certains lacs thermokarstiques terrestres présentant une élongation préférentielle d'origine éolienne (cf. section 4.2.3.3) (Black and Barksdale, 1949; Mackay, 1956), l'orientation des cavités à la jonction des polygones peut être due à un contrôle éolien. En effet, nous avons vu précédemment que le vent pouvait jouer un rôle primordial dans la sublimation de la glace (cf. section 4.2.3.2).

Les sillons polygonaux N-S semblent plus larges que ceux E-W (Morgenstern et al., 2007). Nous avons notamment estimé que l'élargissement des sillons N-S est d'environ 20-30 % supérieur à ceux E-W (cf. section 4.2.2.2 Fig. 4.13e). Par conséquent, Morgenstern et al. (2007) proposent que cette tendance soit due à l'action de vents de direction N-S. Ces vents auraient induit une sublimation de glace accrue des sillons polygonaux N-S. En accord avec leur modèle de développement des "scaloped depressions", Morgenstern et al. (2007) proposent que cette action éolienne N-S se soit produite lors de périodes de faible obliquité de Mars.

Ainsi, l'orientation N-S des cavités à la jonction des polygones semble indiquer un contrôle éolien du thermokarst. Il est possible que des vents N-S aient pu induire une déstabilisation thermique localisée sur les sillons polygonaux N-S. En outre, l'activité éolienne a pu entraîner une dégradation préférentielle des régions hautes topographiquement au sein d'ABa et d'ABvi.

Cette déstabilisation thermique peut être déclenchée par l'élimination de la couche anhydre par des vents importants qui protégeait initialement la glace au niveau des sillons polygonaux. Cette hypothèse pourrait notamment expliquer le développement N-S des cavités (élongation N-S) (cf. Fig. 4.50).

4.4.5.2 Un contrôle éolien du thermokarst à haute obliquité ?

Pour examiner l'hypothèse d'un contrôle éolien de la dégradation des polygones inter-dépressions, nous avons examiné à l'aide du Modèle Climatique Générale (GCM) du Laboratoire de Météorologie Dynamique de Paris, les directions des vents dominants suivant les obliquités de Mars (Fig. 4.52).

D'après le GCM, à faible obliquité, la direction des vents dominants a une tendance vers le SO (Fig. 4.52a quadrant bas-gauche). Au contraire à haute obliquité, la direction des vents dominants montrent une tendance vers le NNE (Fig. 4.52b quadrant haut-droit). Le GCM montre que ces vents dominants à haute obliquité peuvent atteindre $\sim 14 \text{ m.s}^{-1}$. Ainsi, seulement lors de périodes de haute obliquité, les vents dominants ont une direction concordante avec un thermokarst orienté N-S. Il s'agit de forts courants de bord Ouest d'Isidis Planitia qui soufflent pendant l'été boréal pour rejoindre la branche ascendante de la cellule de Hadley (Madeleine, communication personnelle). Ces vents proviennent de l'équateur lors de l'été boréal, ils peuvent donc être relativement "chauds".

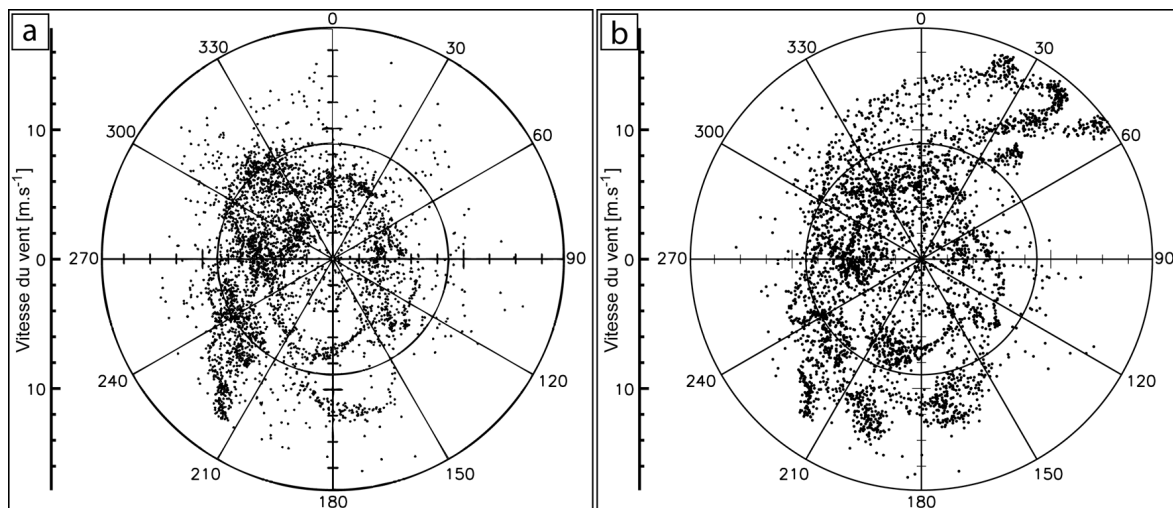


FIGURE 4.52 – Hodographe de la direction des vents dominants à $45^\circ\text{N } 90^\circ\text{E}$ durant une année martienne pendant une période de (a) faible-obliquité ($\sim 35^\circ$) et de (b) haute-obliquité ($\sim 45^\circ$). La direction et la vitesse des vents sont considérées à une altitude de 40 m au dessus de la surface (Madeleine, communication personnelle).

Afin de tester cette hypothèse de processus éoliens ayant éliminé la couche anhydre le long des sillons polygonaux N-S, nous allons utiliser un modèle développé par Merrison et al. (2007) pour examiner si les vents simulés par le GCM sont capables d'emporter les particules de cette couche anhydre.

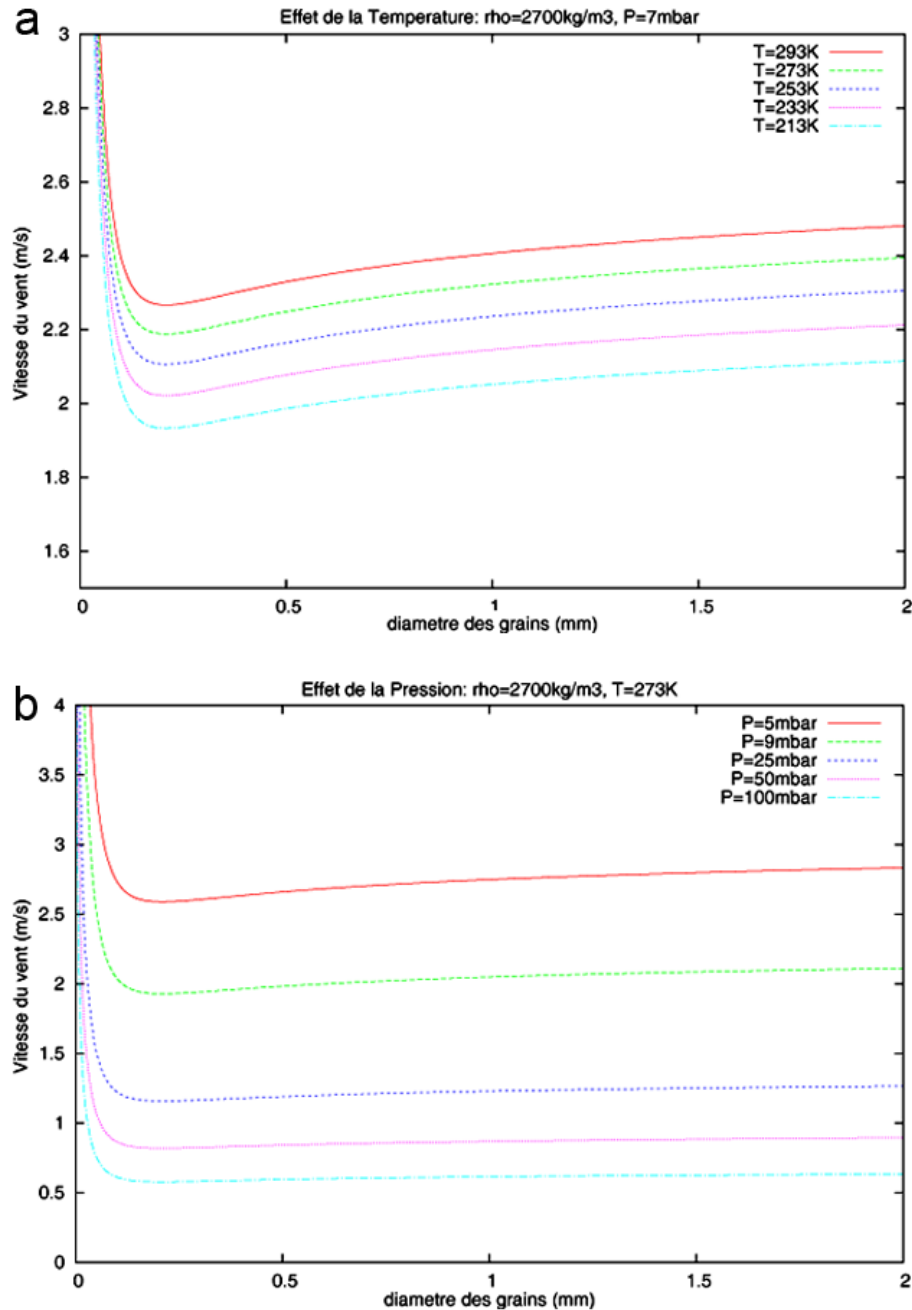
A partir de simulations dans une soufflerie, Merrison et al. (2007) ont étudié à quel seuil le vent était capable d'emporter des particules (taille des sables : $62\text{-}2000 \mu\text{m}$) à la surface en fonction de différentes conditions (pression, température, granulométrie des particules, masse volumique des particules). Ensuite, ils ont développé une équation semi-empirique afin de connaître la vitesse du vent à partir de laquelle les particules (sables ou agrégats de poussières) sont emportées par le vent sous les conditions martiennes (gravité, composition atmosphérique, propriétés de surface).

Il est donc possible de calculer pour Mars, la vitesse de friction du vent U à laquelle les particules sont emportées par la contrainte de cisaillement produit par le vent en fonction de la masse volumique ρ_g et le diamètre des grains d :

$$\text{Contrainte de cisaillement} = \rho \cdot U^2 \approx \frac{\frac{\Pi}{6} \cdot g \cdot \rho_g \cdot d^3 + C_{adh} \cdot d}{C_L \cdot d^{1,93} + C_T \cdot d^{2,93}}$$

Où ρ est la masse volumique du gaz environnant qui est calculé à partir de la pression et la température du gaz, g est la gravité, C_{adh} est le coefficient d'adhésion ($2,7 \cdot 10^{-5} \text{ N.m}^{-1}$), C_L est le coefficient de la force de soulèvement (1,45) et C_T est le coefficient de moment de force ($4,4 \cdot 10^4 \text{ m}^{-1}$).

Nous avons utilisé cette équation de Merrison et al. (2007) afin de calculer les vitesses de vents capables de soulever des particules de la taille des sables en fonction de (i) la pression atmosphérique, (ii) la température de l'air en surface (1,6 m de haut) et, (iii) la masse volumique des particules (Fig. 4.52). Pour cela, nous faisons la supposition que les particules de la couche anhydre à l'intérieur des sillons polygonaux sont de la taille des sables (62-2000 μm) et ne sont pas cimentées entre eux.



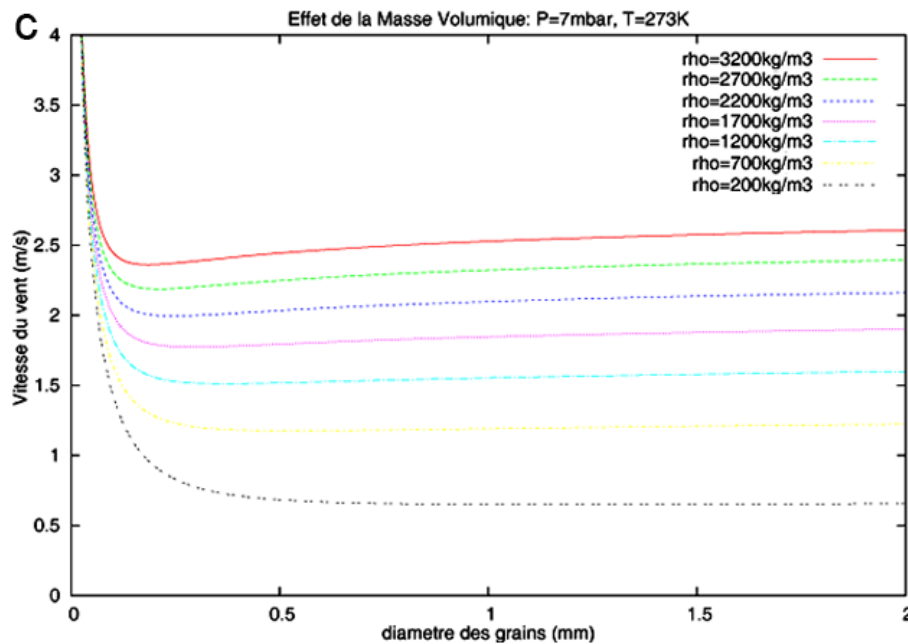


FIGURE 4.53 – Relation entre la vitesse du vent nécessaire pour soulever des particules et le diamètre de celles-ci en fonction de : (a) la pression atmosphérique (b) la température de l'air en surface (1,6 m de haut) ; et (c) la masse volumique des particules (2700 kg.m^{-3} représenterait la valeur pour des grains de sable et 200 kg.m^{-3} pour des agrégats de poussières). D'après l'équation de Merrison et al. (2007).

Le modèle montre que la pression atmosphérique modifie la capacité du vent à soulever les particules (Fig. 4.53a). Plus la pression est faible et plus la vitesse du vent nécessaire pour soulever des particules doit être importante. A une pression atmosphérique actuelle ($\sim 7 \text{ mbar}$ et une température de 273 K), la vitesse du vent nécessaire pour soulever des particules est de $\sim 2,7 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 4.53a). De même, la température contrôle aussi la capacité du vent à emporter les particules (Fig. 4.53b). Plus la température augmente et plus la vitesse du vent nécessaire pour soulever des particules est faible. Pour une température de l'air au-dessus de 0°C (et une pression de 7 mbar), la vitesse de vent nécessaire pour soulever les particules est de $\sim 2,4 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 4.53b). En outre, le modèle montre que la masse volumique des particules modifie la vitesse du vent nécessaire pour transporter les particules (Fig. 4.53c). Les masses volumiques varient de 2700 kg.m^{-3} pour des grains de sable de quartz à 200 kg.m^{-3} pour des agrégats de poussières (Merrison et al., 2007). Pour des grains de sable quartzueux, la vitesse du vent pour laquelle ils sont emportés est de $\sim 2,5 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 4.53c).

Ainsi, le modèle montre que pour des grains de la taille de sables, les vents avec des vitesses de $\sim 14 \text{ m.s}^{-1}$ sont tout à fait capables de les soulever. Dès lors, il est possible que lors de périodes de haute obliquité de Mars, les vents dominants de direction SSO-NNE estimés par le GCM soient capables d'emporter des particules de la taille des sables et sans doute d'éliminer la couche anhydre isolante.

Pourtant, des vents avec des vitesses comparables ($\sim 2,4 \text{ m.s}^{-1}$) ont été mesurés par Viking 2 et Viking 1 (Greeley and Iversen, 1985; Greeley, 2002) mais aucune sublimation apparente des sillons polygonaux n'est observée. La première explication est que la température et la pression étaient peut être différentes de celles actuelles lors de périodes de haute obliquité permettant une déflation éolienne plus efficace. La deuxième explication est que la profondeur de stabilité de la glace aux moyennes latitudes diminuant lors de l'augmentation de l'obliquité de Mars

(Mellon and Jakosky, 1995; Chamberlain and Boynton, 2007), la couche anhydre protégeant la glace de sol est alors plus faible et serait sans doute plus facilement mobilisable.

Les cavités à la jonction des polygones seraient le résultat de la sublimation de la glace des sillons polygonaux mais elles ne se sont pas développées jusqu'à atteindre un diamètre et une profondeur importants comme les "scalped depressions".

Pourtant, sur Terre, la dégradation de polygones à coins de glace provoque la formation de petites cavités (cf. section 4.4.4.1) mais peut également conduire à la formation de lacs thermokarstiques lors de dégradation plus importante (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3 Fig. 1.19).

Dans Utopia Planitia, la différence de diamètre et de profondeur entre les cavités à la jonction des polygones et les "scalped depressions" peut être due à un thermokarst qui est différent :

- Dans le cas de la formation des cavités, le thermokarst est localisé sur les sillons polygonaux N-S.
- La faible profondeur des cavités indiquerait que le thermokarst a été faible et peu profond.
- La faible dégradation thermokarstique peut être due au processus déclenchant la déstabilisation thermique. Il est possible que l'apport d'énergie par le vent soit moins importante que par l'insolation et n'ait pas permis de déstabiliser profondément le pergélisol.

Ainsi, l'activité éolienne semble avoir initié la sublimation de la glace le long des sillons polygonaux mais n'a pas pu favoriser une sublimation importante et continue.

4.4.6 Conclusion

Les cavités à la jonction des polygones sont distribuées à l'ouest d'Utopia Planitia de $\sim 40^\circ\text{N}$ à 46°N et de $\sim 78^\circ\text{E}$ à 100°E recoupant les unités géologiques ABa et ABvi. Les cavités montrent des diamètres ($\sim 10\text{-}150\text{ m}$) et des profondeurs ($\sim 2\text{-}17\text{ m}$) relativement faibles et sont exclusivement localisées sur les sillons N-S des polygones.

Notre étude géomorphologique des cavités à la jonction des polygones montre que leur origine serait due à une dégradation thermokarstique des sillons de polygones inter-dépressions. Nous suggérons que les cavités se seraient formées par sublimation de la glace de sol entraînant une subsidence du sol. Notre étude de la distribution et de la forme du thermokarst suggèrent que les cavités seraient due à (i) une déstabilisation thermique faible et, (ii) une teneur en glace plus importante et/ou plus proche de la surface au niveau des sillons polygonaux comparée au centre des polygones.

La présence des cavités exclusivement sur les sillons polygonaux N-S ainsi que le développement des cavités essentiellement en N-S semblent indiquer un contrôle éolien du thermokarst. Les simulations du GCM de Madeleine et al. (2009) montrent que seulement lors de périodes de haute obliquité, les vents dominants ont une direction vers le NNE et peuvent atteindre une vitesse de 14 m.s^{-1} . Le modèle de Merrison et al. (2007) semble montrer que ces vents sont capables d'éliminer la couche anhydre isolante le long des sillons polygonaux N-S en emportant les particules de la taille des sables. Nous suggérons que cette ablation de la couche anhydre ait pu déstabiliser thermiquement les sillons polygonaux N-S, initiant une sublimation de la glace de sol.

4.5 Synthèse : Un réchauffement climatique global lors de périodes de haute obliquité de Mars

4.5.1 Une dégradation régionale du pergélisol

Notre étude d'Utopia Planitia montre que deux modelés se sont formés par dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia : les “scalped depressions” et les cavités à la jonction des polygones.

La distribution des “scalped depressions” et celle des cavités à la jonction des polygones inter-dépressions ne se superposent que partiellement dans Utopia Planitia (Fig. 4.54). Il semble y avoir une “zonation” de la dégradation du pergélisol. En effet, les “scalped depressions” sont concentrées le long d'une bande longitudinale $\gtrsim 43^\circ\text{N}$ tandis que les cavités à la jonction des polygones sont présentes aux latitudes $\lesssim 46^\circ\text{N}$. Cette apparente dichotomie s'explique par le fait que les cavités à la jonction des polygones sont postérieures aux “scalped depressions”. Entre $\sim 45^\circ$ et 47°N , la concentration des dépressions est très importante, par conséquent les polygones inter-dépressions sont complètement dégradés. Lors de la formation des cavités, seules les régions $\lesssim 46^\circ\text{N}$ présentaient des polygones inter-dépressions, c'est pourquoi la distribution des cavités est restreinte à ces latitudes.

La concentration de ces deux modelés de dégradation du pergélisol entre $\sim 40^\circ$ et 50°N peut expliquer pourquoi la teneur en glace de la subsurface détectée par GRS est particulièrement faible aux moyennes latitudes d'Utopia Planitia comparée à celle d'autres régions aux moyennes latitudes (cf. chapitre 1 1.2.4.1 et Fig. 1.46a).

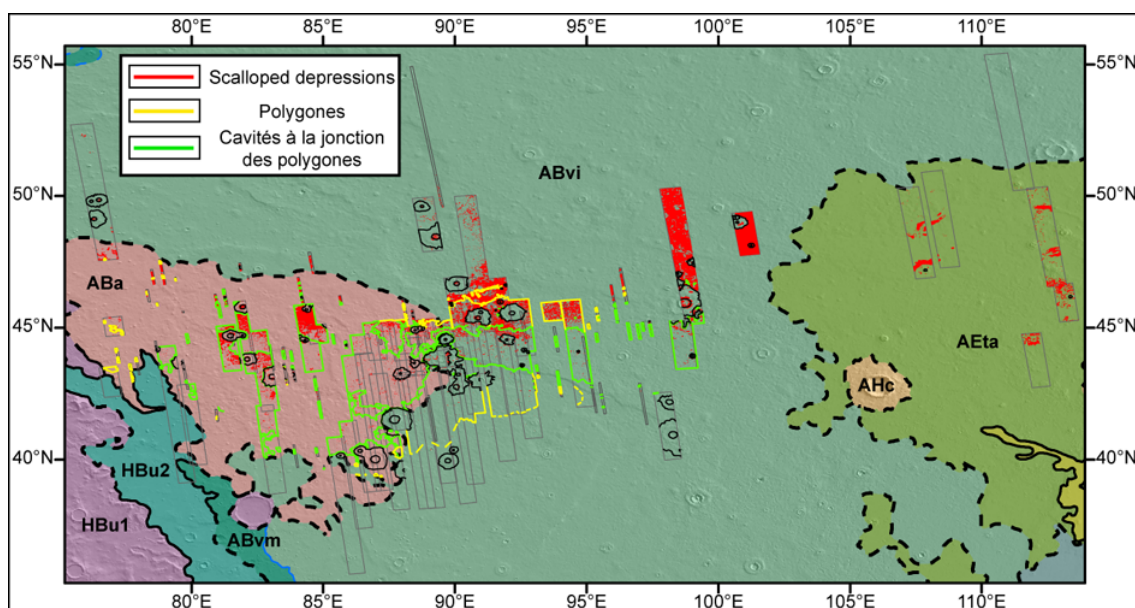


FIGURE 4.54 – Distribution géographique des “scalped depressions”, des polygones et des cavités à la jonction des polygones superposée à la carte géologique d'Utopia Planitia d'après Tanaka et al. (2005).

4.5.2 Age de la dégradation du pergélisol

Basée sur la présence d'un petit nombre de cratères de faible diamètre et de leur morphologies relativement “fraîche”, les “scalped depressions” et les cavités à la jonction des polygones

sont interprétées comme ayant été formées à l'Amazonien supérieur (Costard and Kargel, 1995; Seibert and Kargel, 2001; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Levy et al., 2009a).

Malheureusement, aucun âge n'a été estimé pour ces modelés à cause de plusieurs raisons.

1) Les surfaces relativement jeunes (Amazonien supérieur) sont difficiles à dater à cause de l'absence de cratères d'impact de grands diamètres (Hartmann and Neukum, 2001).

2) La datation est difficile pour ces modelés car leur surface de rétention des cratères est faible entraînant une erreur importante sur l'âge de rétention. Pour pouvoir dater la dégradation du pergélisol, il faudrait étudier les régions où les dépressions ont des diamètres plurikilométriques afin d'avoir une surface de rétention de cratères suffisamment grande.

3) Leur formation se produisant par dégradation de la surface du pergélisol, les cratères d'impact sont susceptibles d'être effacés.

A défaut d'âges pour les modelés thermokarstiques, nous allons utiliser les âges estimés pour le pergélisol d'Utopia Planitia car ces âges sont nécessairement antérieurs à l'âge de la dégradation du pergélisol. Dans le chapitre suivant, nous verrons les différentes datations effectuées dans Utopia Planitia (cf. chapitre 5 section 5.3.2). Ici, nous allons présenter les datations qui permettent de contraindre la dégradation du pergélisol.

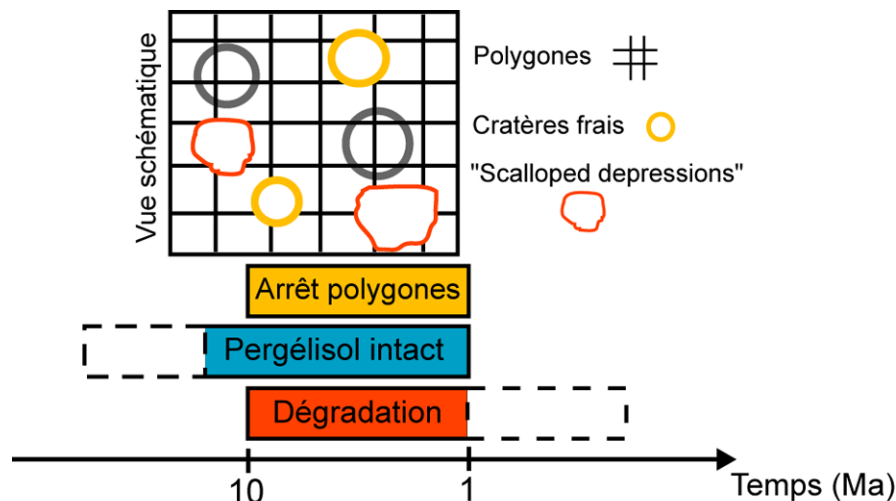


FIGURE 4.55 – Age maximal estimé de la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia à partir de l'âge de rétention de ~ 10 -1 Ma marquant l'arrêt de la formation des polygones inter-dépressions de McBride et al. (2005).

Les âges estimés dans les régions où le pergélisol est intact peuvent correspondre à l'âge de la surface initiale avant la dégradation du pergélisol. Nous suggérons que les régions où les polygones inter-dépressions sont présents correspondent à cette surface initiale car les "scalloped depressions" recoupent ces polygones.

McBride et al. (2005) ont mené une étude des cratères d'impact frais (non dégradés) dans une région d'Utopia Planitia comportant des polygones inter-dépressions. A partir des cratères frais non recoupés par les polygones inter-dépressions, ils ont notamment estimé des âges de rétention de ~ 1 -10 Ma (McBride et al., 2005). Ces âges montrent que la formation des polygones inter-dépressions s'est terminée à cette période (Fig. 4.56) (McBride et al., 2005). L'arrêt de la formation des polygones peut être dû à un changement des conditions climatiques qui a pu engendrer la dégradation du pergélisol.

Nous pensons donc que ces âges de rétention représentent l'âge maximal de la dégradation du pergélisol riche en glace qui varierait donc entre ~ 1 et 10 Ma (Fig. 4.56) (McBride et al.,

2005; Levy et al., 2009b).

Par ailleurs, si les “scalped depressions” et les cavités à la jonction des polygones se sont formées lors de périodes de haute obliquité de Mars, alors leur âge correspondrait vraisemblablement à la période où Mars a subi de fortes variations d’obliquité : soit entre ~ 5 et 10 Ma (Fig. 4.56a) (Laskar et al., 2004). Par conséquent, il est probable que la dégradation importante du pergélisol riche en glace d’Utopia Planitia ait eu lieu entre ~ 5 et 10 Ma.

4.5.3 Une dégradation lors de périodes de haute obliquité de Mars

A partir de notre étude, il semble que le pergélisol riche en glace d’Utopia Planitia a été dégradé de deux façons différentes lors de périodes de haute obliquité. Premièrement, les “scalped depressions” et les cavités à la jonction des polygones ont des morphologies et des causes différentes. Les dépressions seraient le résultat d’une sublimation importante du pergélisol causée par une insolation accrue tandis que les cavités seraient le résultat d’une sublimation relativement faible des sillons polygonaux N-S causée par une déflation éolienne. Deuxièmement, les cavités recoupant spatialement les dépressions, leur formation est postérieure à ces dernières.

Ces deux types de dégradation du pergélisol se déroulant lors de périodes de haute obliquité, deux hypothèses sont possibles :

1. Soit les deux phases de dégradation se sont produites successivement au sein d’une même période de haute obliquité.
2. Soit les deux phases de dégradation correspondent à deux périodes de haute obliquité distinctes.

En l’absence d’âge pour ces deux modelés, il est très difficile de pouvoir déterminer laquelle des hypothèses est la plus plausible. Toutefois, nous avons montré que la durée de formation des “scalped depressions” correspondait à la durée d’une période de haute obliquité (cf. section 4.3.4.3). Il est donc probable que les “scalped depressions” et les cavités à la jonction des polygones se soient formées selon une seule et même période de haute obliquité.

Mars subissant des périodes de haute obliquité régulièrement entre 5 et 10 Ma (Fig. 4.56a), nous allons essayer de contraindre la période de formation des “scalped depressions” et des cavités à la jonction des polygones.

Sur Terre, le thermokarst régional qui s’est développé au début de l’Holocène est interprété comme ayant été déclenché par une augmentation de l’insolation en été due aux cycles de précession (cf. chapitre 1 section 1.1.5.2) (Rampton, 1988; Beer et al., 2000; Schirmer et al., 2002; Kaufman et al., 2004; Grosse et al., 2007). Ainsi, la déstabilisation thermique régionale du pergélisol d’Utopia Planitia pourrait être causée par une insolation particulièrement forte au sein d’une période de haute obliquité.

Sur Mars, l’insolation dépend non seulement de l’obliquité, mais aussi de l’excentricité et de la précession de la planète (Forget et al., 2006). Kreslavsky et al. (2008) ont calculé grâce aux données de Laskar et al. (2004), l’insolation moyenne journalière maximale pour les derniers 10 Ma de Mars en fonction de l’obliquité et de l’excentricité (Fig. 4.56b). Les conditions favorables à une forte insolation sont une obliquité et une excentricité importante (planète la plus proche du soleil au périhélie) ainsi qu’un périhélie proche du solstice.

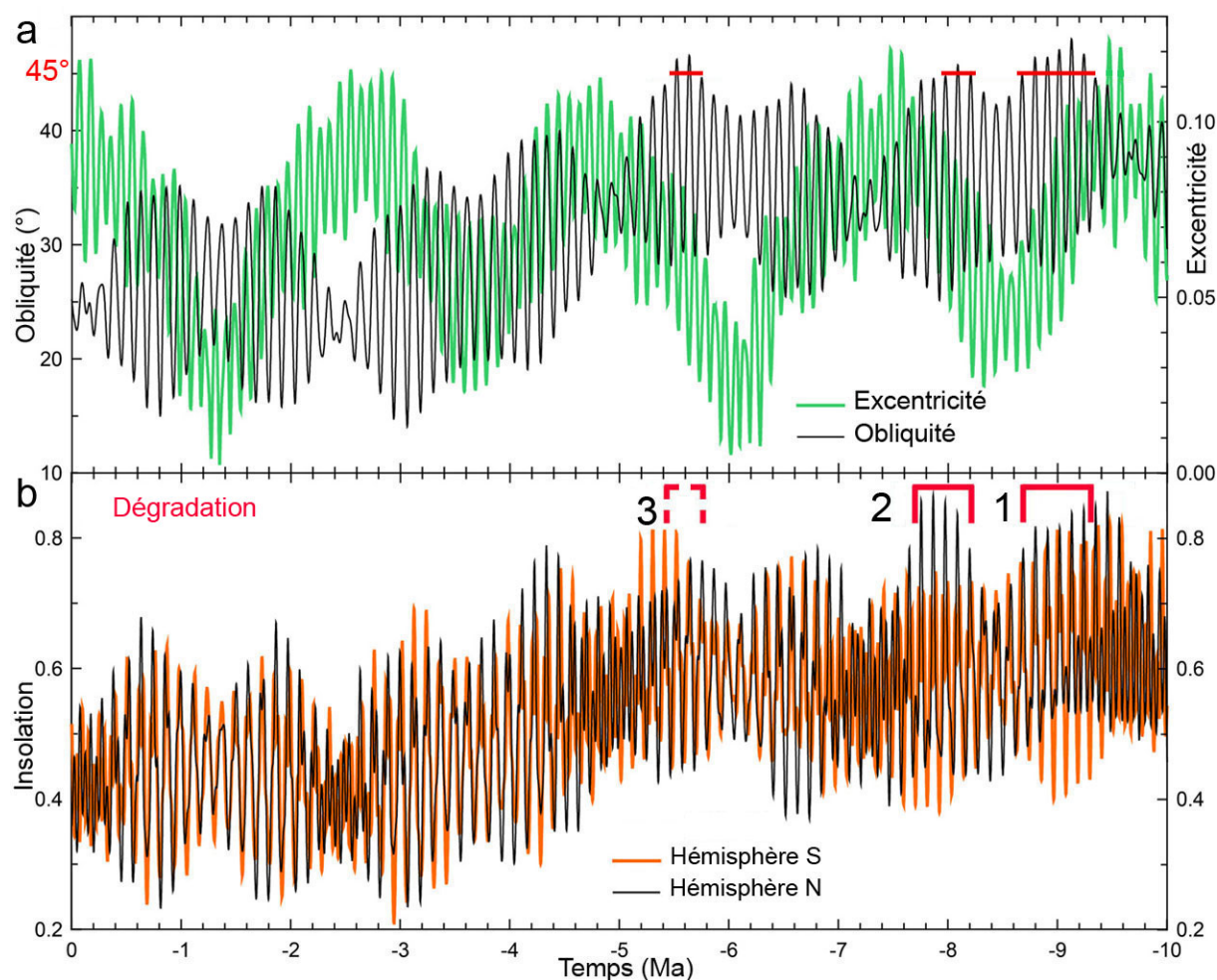


FIGURE 4.56 – (a) Variation de l'obliquité et de l'excentricité de Mars durant les derniers 10 Ma d'après Laskar et al. (2004). (b) Insolation moyenne journalière maximale pendant une année sur Mars calculée d'après les données orbitales par Kreslavsky et al. (2008). (1 à 3) Périodes de dégradation possible du pergélisol d'Utopia Planitia correspondant à des périodes de haute obliquité ($> 45^\circ$) et d'insolation maximale. Modifié d'après Kreslavsky et al. (2008).

La dégradation importante et régionale du pergélisol d'Utopia Planitia a pu se produire lors de périodes de forte insolation pour l'hémisphère nord et de haute obliquité ($> 45^\circ$) de Mars. Les phases de dégradation possibles sont de (période 1) $\sim 8,7$ à $9,3$ Ma et (période 2) de $\sim 7,6$ à $8,2$ Ma (Fig. 4.56b). A noter, qu'une dernière période pourrait avoir lieu de $\sim 5,4$ à $5,8$ Ma (période 3) mais le pic d'insolation est plus faible que pour les autres périodes (Fig. 4.56b). Cependant, nous ne pouvons pas savoir quelle phase est responsable du thermokarst car nous ne connaissons pas le seuil de l'insolation à partir duquel le pergélisol commence à être déstabilisé. L'âge de ces phases concorde avec nos estimations d'un âge minimale de la dégradation entre ~ 5 et 10 Ma.

Par ailleurs, le déclenchement du thermokarst dépend également du contenu en glace du pergélisol (Mackay, 1956; Katchurin, 1962; Czudek and Demek, 1970; French and Egginton, 1973; Soloviev, 1973b). En effet, pour que l'insolation engendre le thermokarst, la glace de sol doit se situer à une profondeur suffisamment faible pour que l'onde de chaleur générée par l'insolation puisse déstabiliser thermiquement la couche riche en glace. Or, Mellon and Jakosky (1995) ont montré que la zone de stabilité de la glace se déplace des hautes aux moyennes latitudes lors de l'augmentation de l'obliquité de Mars. Par conséquent, la profondeur de stabilité

de la glace diminuant aux moyennes latitudes, une insolation accrue pourrait être capable de déclencher une sublimation importante de la glace du pergélisol.

4.5.4 Une dégradation liée à un réchauffement climatique global ?

Sur Terre, l'augmentation importante de l'insolation au début de l'Holocène a provoqué un réchauffement climatique brutal dans les régions arctiques et sub-arctiques déclenchant le thermokarst (cf. chapitre 1 section 1.1.5.2) (Rampton, 1988; Beer et al., 2000; Schirmer et al., 2002; Kaufman et al., 2004; Grosse et al., 2007).

Dans Utopia Planitia, l'augmentation importante de l'insolation lors de période de haute obliquité et d'excentricité importante a pu conduire à une augmentation des températures déstabilisant thermiquement le pergélisol (Fig. 4.56b). Cette dégradation du pergélisol a vraisemblablement été déclenchée lors de conditions climatiques favorables.

La formation des “scalped depressions” et des cavités à la jonction des polygones se produisant par sublimation de la glace, elles attestent de conditions climatiques relativement sèches. Néanmoins, il est difficile de savoir si ces conditions climatiques se rapprochent des conditions périglaciaires de l'Antarctique ou si elles sont plus proches de celles actuelles très sèches de Mars (cf. chapitre 1 section 1.2.1.2 la Fig. 1.27).

Afin de savoir si la dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia s'inscrit dans un contexte de réchauffement climatique global, nous nous sommes intéressés aux différentes morphologies indiquant une dégradation de la glace de sol à la fin de l'Amazonien sur Mars.

Les moyennes latitudes de Mars ($\sim 30^\circ$ - 60°) seraient constituées par le “dissected mantle terrain” qui s'est formé lors de la sublimation partielle d'un dépôt riche en glace (cf. chapitre 1 section 1.2.4.2) (Mustard et al., 2001; Milliken and Mustard, 2003). Néanmoins, même si le pergélisol dégradé d'Utopia Planitia correspond à la bande latitudinale du “dissected mantle terrain”, plusieurs points montrent les deux dégradations ne semblent pas être liées :

1) La distribution géographique des “scalped depressions” d'Utopia Planitia est différente de celle du “dissected mantle terrain” (cf. section 4.1.2).

2) La dégradation des deux dépôts riches en glace serait produite lors de périodes d'obliquité de Mars différente. Le “dissected mantle terrain” se serait formé lors de faible obliquité ($< 30^\circ$) (Mustard et al., 2001; Head et al., 2003) tandis que nous avons montré que la dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia serait produite lors de haute obliquité ($> 45^\circ$).

3) La dégradation des deux dépôts ne semblent pas être synchrone, la dégradation du “latitude-dependent mantle” est postérieure à $\sim 0,4$ - $2,1$ Ma (Mustard et al., 2001; Head et al., 2003) tandis que la dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia semble s'être produite à ~ 5 - 10 Ma.

Ainsi, Utopia Planitia ne semble pas être corrélée à d'autres régions ayant également subi une dégradation du pergélisol. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cela :

- Soit au sein d'un réchauffement global des températures, l'augmentation des températures ou l'amplitude des températures a été plus forte dans Utopia Planitia.
- Soit lors du réchauffement global des températures, seule Utopia Planitia présentait un pergélisol suffisamment riche en glace pour être profondément dégradée.

Nous pensons que les deux facteurs ont pu jouer dans Utopia Planitia. En effet, de la même façon qu'en Yakoutie Centrale ou dans le delta du Mackenzie, la dégradation importante et régionale du pergélisol se serait uniquement produite dans Utopia Planitia à la faveur de deux conditions : (i) une forte teneur de glace en excès du pergélisol et (ii) une déstabilisation ther-

mique importante du pergélisol due à une période de réchauffement climatique global (Fig. 4.57).

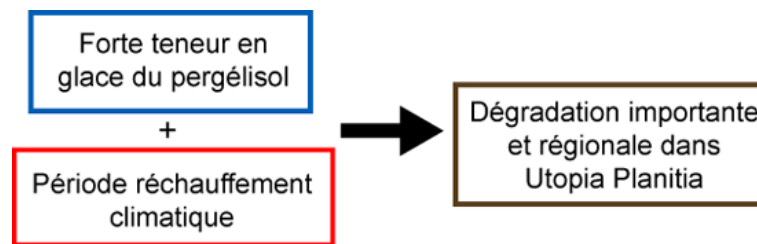


FIGURE 4.57 – La dégradation importante et régionale du pergélisol qui est restreinte à Utopia Planitia pourrait être due à (i) une forte teneur en glace du pergélisol et (ii) une période réchauffement climatique qui a déstabilisé thermiquement le pergélisol.

Chapitre 5

Structure et formation d'un pergélisol : le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia sur Mars



Vue 3D d'une scalloped depressions et des polygones (centaines de mètres) dans Utopia Planitia

(image créée par Damien Devismes)

Dans le chapitre 3, nous avons montré que les modelés d'Utopia Planitia sont intégrés dans un assemblage propre aux paysages périglaciaires. Cet assemblage de modelés indique, et requière, la présence d'un pergélisol riche en glace (cf. chapitre 3 section 3.3).

Par la suite, dans le chapitre 4, nous avons montré que ce pergélisol riche en glace avait subi une dégradation thermokarstique importante et régionale.

Dans ce chapitre 5, nous nous intéressons à ce pergélisol riche en glace. Notre but est de (i) caractériser ce pergélisol en termes de dimension (épaisseur et étendu), d'âge, de contenu en glace et de structure et, (ii) de déterminer sa formation. Pour cela, nous allons utiliser notre étude géomorphologique des polygones et des différents modelés thermokarstiques.

En effet, tous ces modelés représentent des formes finales résultant de la formation ou/et de la dégradation du pergélisol, leur morphologie (forme et échelle) peut nous renseigner sur les caractéristiques du pergélisol d'Utopia Planitia.

La première section s'attache à analyser la morphologie des polygones d'Utopia Planitia afin de déterminer la profondeur et la nature du remplissage des fentes en coin (cf. section 5.1).

La deuxième section s'intéresse à la stratification possible du sous-sol en utilisant les "scal-
loped depressions" comme un sondage naturel dans le pergélisol (cf. section 5.2).

La troisième section est consacrée à la détermination des caractéristiques du pergélisol (étendu, épaisseur, contenu en glace) afin de connaître sa structure verticale (cf. section 5.3).

La quatrième section est focalisée sur l'origine et la formation du pergélisol, nous utiliserons les caractéristiques du pergélisol et sa composition afin de proposer différentes hypothèses sur sa formation (cf. section 5.4).

La cinquième section étudie l'hypothèse d'une formation du pergélisol riche en glace lors d'une période glaciaire de Mars (cf. section 5.5).

La sixième section s'attache à estimer les conditions paléoclimatiques lors de la formation et lors de la dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia afin de comprendre l'intensité des changements climatiques (cf. section 5.6).

Enfin, la dernière section synthétise les changements climatiques ayant façonné le paysage d'Utopia Planitia (cf. section 5.7).

5.1 Nature et formation des polygones d'Utopia Planitia

Si l'origine des polygones d'Utopia Planitia comme étant due à des processus de contraction thermique est établie, en revanche la nature du matériel remplissant les fentes en coin des polygones est incertaine (cf. chapitre 1 section 1.2.5.2).

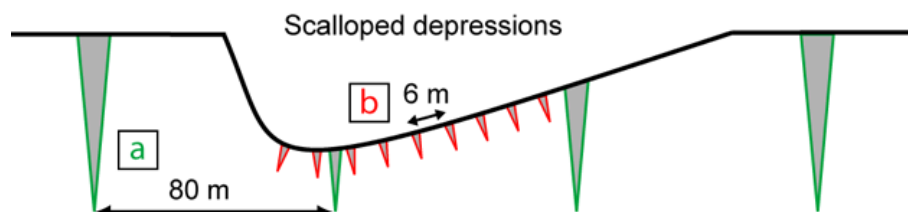


FIGURE 5.1 – Vue en coupe des polygones d'Utopia Planitia : (a) polygones inter-dépressions et (b) polygones intra-dépressions.

Les polygones d'Utopia Planitia (Fig. 5.1) ont été interprétés comme ayant : (i) des coins de glace (Seibert and Kargel, 2001; Soare et al., 2005b, 2008), ou (ii) des coins de sable contenant une faible teneur en glace (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2011), ou encore, (iii) des coins de sable à travers lesquels se produit une sublimation de glace massive sous-jacente analogue aux polygones de sublimation de l'Antarctique (Levy et al., 2009a).

Les hypothèses impliquant la formation de coins de sable (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2011) ou la sublimation de glace massive (Levy et al., 2009b) sont basées sur les conditions actuelles martiennes arides et froides. Or ces modèles sont supposés s'être formés à l'Amazonien supérieur, période durant laquelle plusieurs changements d'obliquités de Mars ont pu entraîner des changements climatiques importants (cf. chapitre 1 section 1.2.4.2). C'est pourquoi, il est possible que les polygones aient pu se former lors de conditions climatiques différentes de celles actuelles.

L'estimation de la nature des coins polygonaux est essentielle afin de comprendre la formation des polygones. En outre, la nature des coins polygonaux peut donner des indications sur les conditions climatiques lors de la formation de ceux-ci comme nous le verrons dans la section 5.6. Cette section visera donc à caractériser les polygones d'Utopia Planitia à partir de notre étude de leur morphologie et de notre connaissance des polygones terrestres.

Le point fondamental dans la détermination de la nature des coins des polygones est l'estimation de la teneur en glace des coins. En effet, sur Terre les fractures en coin peuvent être remplies par différents types de matériel (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3) (Péwé, 1963; Tricart and Cailleux, 1967; Washburn, 1973; Black, 1976a; Mackay and Matthews Jr., 1983; Mackay, 1997; Schirmer et al., 2002) :

- De l'eau liquide, de la neige ou de la glace formant des coins de glace (Fig. 5.2a-b)
- Des particules minérales (du silt au sable) formant des coins de sable (Fig. 5.2c)
- Un mélange de particules minérales et d'eau liquide/glace formant des coins composites (Fig. 5.2d)

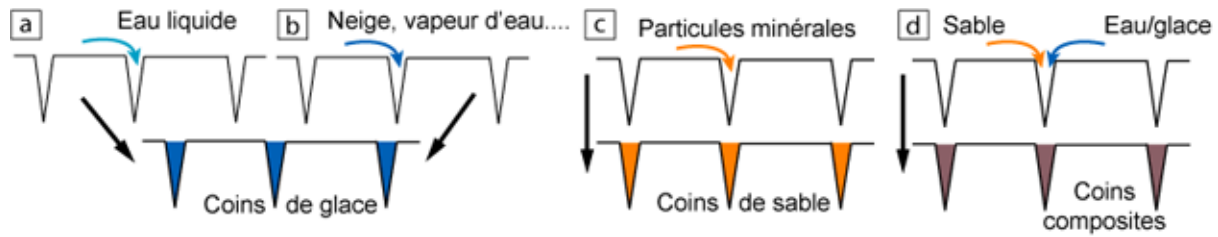


FIGURE 5.2 – Différents type de matériel pouvant remplir les fentes en coin et conduisant à la formation de différents polygones : (a-b) à coins de glace ; (c) à coins de sable ; (d) à coins composites (sable+glace).

5.1.1 Les polygones inter-dépressions

Les polygones présents sur la plaine entre les dépressions ont un diamètre de ~ 80 m de moyenne ($n=270$) (Fig. 5.3). Leur forme varie de rectangulaire à hexagonal avec une prédominance d'intersection à 90° , ils forment un “réseau orthogonal orienté” (Fig. 5.3 et cf. chapitre 4 section 4.2.2.2). Les polygones possèdent une forme légèrement convexe (et cf. chapitre 4 section 4.2.2.2) (Lefort et al., 2009). Ces polygones sont fréquemment subdivisés par de fines fractures orthogonales (~ 1 m) aux fractures principales (~ 3 m) (flèche noire Fig. 5.3).

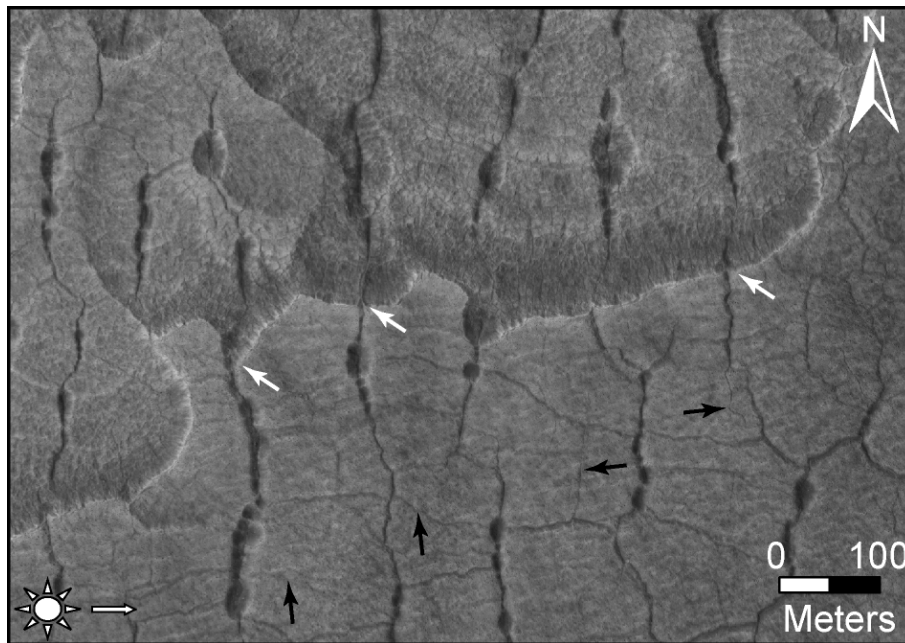


FIGURE 5.3 – Polygones inter-dépressions de ~ 80 m de diamètre (Fig. 5.1a). De fines fractures orthogonales (flèche noire) subdivisent les grands polygones de 80 m. Le réseau est orthogonal et orienté N-S. A noter, le recoupement des sillons polygonaux pas les “scaloped depressions” (flèche blanche) (HiRISE PSP_007740_2250). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

La profondeur des coins des polygones peut être estimée de deux manières :

Premièrement, les cavités à la jonction des polygones se formant par sublimation des sillons polygonaux, leur profondeur peut correspondre approximativement à la profondeur des fentes en coin (Fig. 5.3). Ces cavités ont une profondeur allant de 2 à 17 m de profondeur (cf. chapitre 4 section 4.4.3) (Wan Bun Tseung and Soare, 2006; Soare et al., 2011). La fracture des polygones étant fréquemment observée à l'intérieur de ces cavités (Fig. 5.4), la dégradation des sillons

polygonaux n'est pas intégrale, la profondeur minimale des coins polygonaux est de ~ 17 m (Fig. 5.3).

Deuxièmement, les fractures des polygones étant parfois observées à l'intérieur des "scalped depressions", il est possible d'estimer la profondeur des coins des polygones (Fig. 5.3). En effet, le développement des "scalped depressions" recoupant horizontalement les coins des polygones, la hauteur des coins qui a disparu correspond approximativement à la profondeur à laquelle les fractures sont observées (Fig. 5.4). A l'aide du MNT HiRISE, nous avons estimé que les profondeurs pouvait aller jusqu'à ~ 20 -25 m. Ainsi, la profondeur estimée des coins des polygones inter-dépressions serait de ~ 20 -25 m.

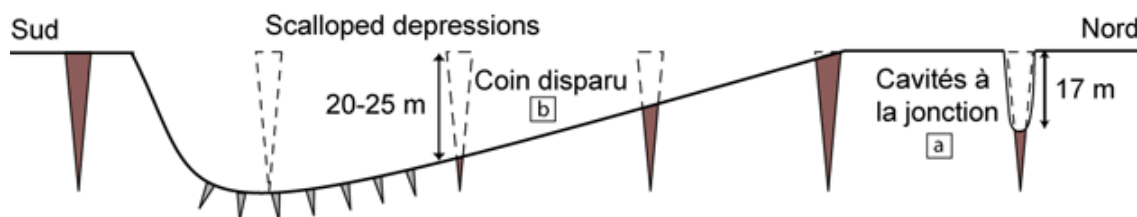


FIGURE 5.4 – Estimation de la profondeur des coins des polygones inter-dépressions à partir : (a) de la profondeur des cavités à la jonction des polygones et (b) profondeur des coins disparu par dégradation à l'intérieur des "scalped depressions". Les échelles verticales et horizontales ne sont pas les mêmes. La largeur des coins n'est pas représentée ici.

La forme légèrement convexe des polygones inter-dépressions est typique d'une morphologie de dégradation et non d'aggradation (cf. chapitre 4 section 4.2.2.3). Bien que la forme convexe soit similaire à celle des polygones de l'Antarctique, elle n'est pas directement indicative de la présence de glace massive enfouie. En effet, sur Terre (Arctique et Antarctique), les polygones à coins de glace ou à coins composite peuvent également évoluer vers une forme convexe (cf. chapitre 4 section 4.2.2.3) (Péwé, 1963; Black, 1976b; Mackay, 2000; Sletten et al., 2003; Bockheim et al., 2009).

Ainsi, cette forme convexe des polygones inter-dépressions ne permet pas de différencier les différents types de coins polygonaux. Il est donc important d'étudier d'autres morphologies de dégradation afin d'estimer la nature des coins. Or, les cavités à la jonction des polygones se formeraient par la sublimation préférentielle des sillons polygonaux (cf. chapitre 4 section 4.4.4.2). Leur formation semble souligner :

- La glace est présente en plus grande quantité au niveau des sillons qu'au centre des polygones
- et/ou la glace est plus proche de la surface au niveau des sillons qu'au centre des polygones

Nous suggérons que les coins des polygones comportent une teneur en glace suffisamment importante pour permettre la formation de cavités relativement profonde. Les coins pourraient être des coins de glace ou des coins composites. Or, dans la section 4.4.5.2 (cf. chapitre 4), nous avons souligné le contrôle possible du vent dans la dégradation des sillons polygonaux. Il est donc possible qu'une quantité non négligeable de matériel des coins ait pu être emportée lors de la formation des cavités. Par conséquent, les coins des polygones inter-dépressions peuvent être composés d'un mélange de sable et de glace formant des coins composites (Fig. 5.5).

Sur Terre, selon la croissance des coins des polygones, deux origines sont possibles : (i) épigénétique (croissance latérale) ou (ii) syngénétique (croissance verticale) (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3 Fig. 1.17). L'origine des coins des polygones inter-dépressions est difficile à déterminer en l'absence d'étude de terrain. Toutefois, leur profondeur de ~ 20 -25 m est plus importante

que la profondeur des coins de polygones épigénétique sur Terre de $\sim 3-4$ m (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3). Leur apparente grande profondeur peut être due à une croissance principalement verticale et progressive (Fig. 5.5). Ceci indiquerait que le remplissage des fentes en coins s'est produit en même que l'accumulation de sédiments (aggradation de la surface du pergélisol), leur origine serait donc syngénétique.

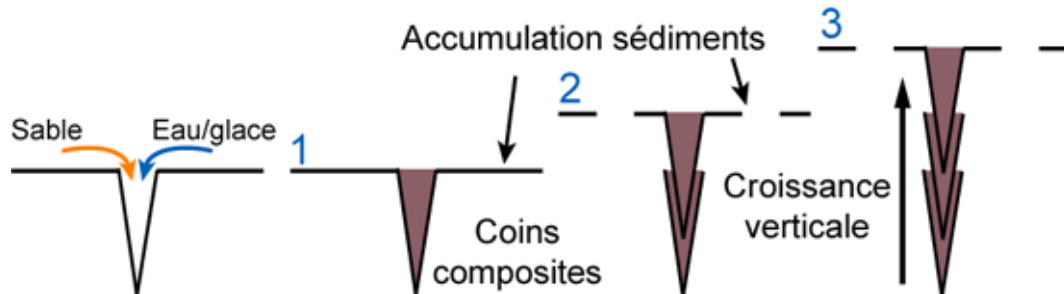


FIGURE 5.5 – Formation des coins composites des polygones inter-dépressions par remplissage des fentes en coins par un mélange de particules minérales et de glace. La grande profondeur des coins serait due à leur croissance principalement verticale (origine syngénétique).

5.1.2 Les polygones intra-dépressions

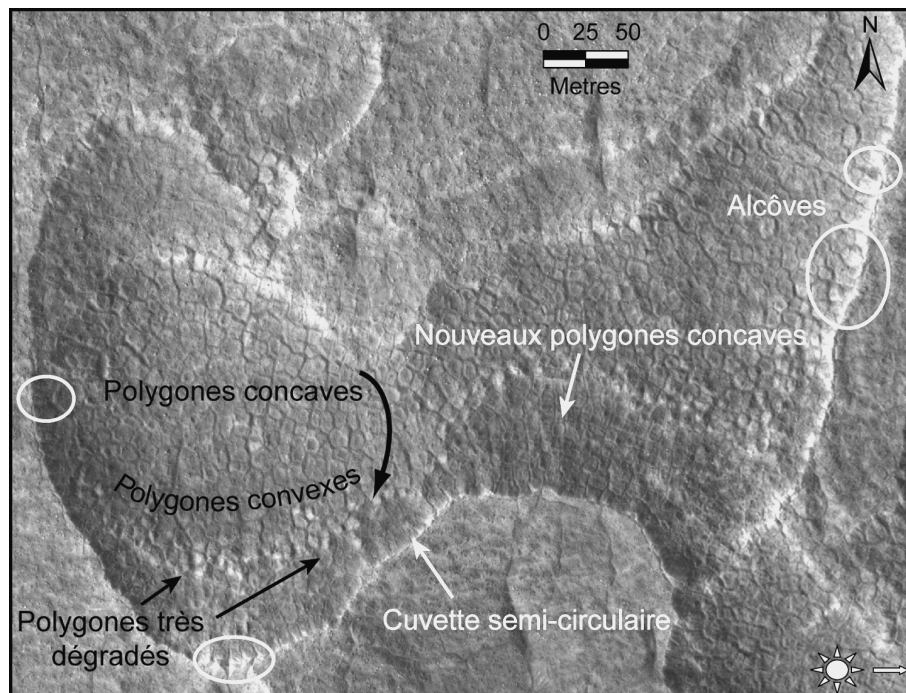


FIGURE 5.6 – Polygones intra-dépressions de ~ 6 m de diamètre (Fig. 5.1b). Ils présentent une évolution morphologique de concave à convexe. La cuvette semi-circulaire est formée par la dégradation complète des polygones sur la pente face au pôle (HiRISE PSP_002439_2265). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

Les polygones observés à l'intérieur des dépressions ont un diamètre de ~ 6 m de moyenne ($n=174$) (cf. chapitre 4 section 4.2.2.2 et Fig. 4.13a-b). Les polygones ont une forme hexagonale avec une prédominance d'intersection à 120° , formant un réseau hexagonal très régulier

et non orienté (Fig. 5.6). Les polygones présentent une évolution morphologique encore jamais observée sur Mars : évolution d'une morphologie concave ("low-centered" Lc) vers une morphologie convexe ("high-centered" Hc) (Fig. 5.6).

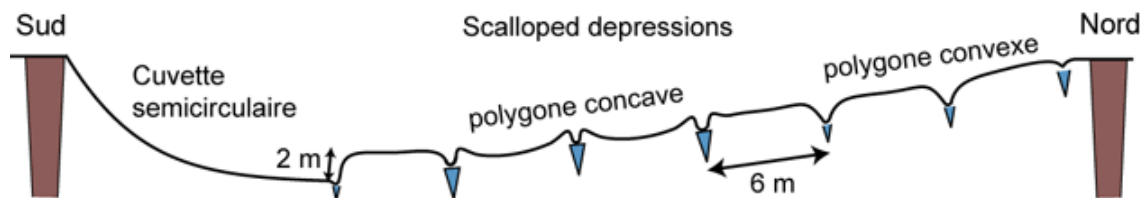


FIGURE 5.7 – Estimation de la profondeur des coins des polygones intra-dépressions à partir des morphologies de dégradation. Les échelles verticales et horizontales ne sont pas les mêmes. La largeur des coins n'est pas représentée ici.

Il est possible d'estimer la profondeur des coins des polygones à partir de la dégradation de ces derniers. Dans la section 4.3 (cf. chapitre 4), nous avons montré que les polygones intra-dépressions étaient progressivement dégradés pour former des cuvettes semicirculaires. À l'intérieur de ces cuvettes, les polygones apparaissant complètement dégradés, la profondeur des cuvettes correspond approximativement à la hauteur des polygones (Fig. 5.7). À l'aide du MNT HiRISE, nous avons mesuré des profondeurs de ~ 2 m pour les cuvettes semicirculaires ce qui peut correspondre à la profondeur minimale des coins des polygones.

Certains polygones ont une forme concave ("low-centered") similaire aux polygones sur Terre (cf. chapitre 4 section 4.2.2.3). Cependant, les polygones à coins de sable, de glace ou composites ayant également une forme concave (Black, 1976b), il est difficile de déterminer la nature des coins à partir de cette seule morphologie. Nous allons analyser la dégradation des polygones pour caractériser le remplissage des fractures (cf. chapitre 4 section 4.2.2.3) :

- La dégradation est initiée le long des sillons polygonaux (formation polygone convexe) indiquant que la glace est plus proche de la surface et/ou est présente en plus grande quantité au niveau des sillons qu'au centre des polygones (Fig. 5.6).
- La dégradation des sillons polygonaux donne lieu à la formation d'alcôves autour des polygones qui est similaire à la formation de baydjarakhs sur Terre (Fig. 5.6 et cf. chapitre 4 section 4.2.9a).

Il semble que les coins des polygones contiennent une teneur en glace relativement importante pour permettre une dégradation très importante. Nous proposons que les coins puissent être composés de glace (coins de glace) ou d'un mélange de particules minérales et d'une grande quantité de glace (coins composites à forte teneur en glace).

Comme pour les polygones inter-dépressions, l'origine des coins (épigénétique vs. syngénétique) des polygones intra-dépressions est difficile à déterminer en l'absence d'étude de terrain. Néanmoins, leur forme concave montre qu'ils se forment au fond des "scalloped depressions" par des cycles de contraction thermique et de remplissage des fentes en coin (cf. chapitre 4 section 4.2.2.3). Par conséquent, la croissance des coins serait donc principalement latérale indiquant que leur origine serait épigénétique.

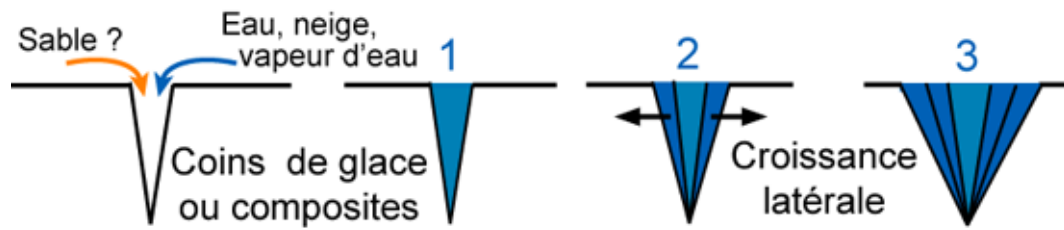


FIGURE 5.8 – Formation des coins de glace (ou coins composites à forte teneur en glace) des polygones intra-dépressions par remplissage des fentes en coins par de la glace et par des particules minérales. La forme concave des polygones montre qu'ils se forment au fond des "scal-loped depressions", leur croissance serait donc principalement latérale (origine épigénétique).

5.2 Les “scalped depressions” : marqueurs d’une stratification possible du pergélisol

Cette section est consacrée à l’étude de l’origine du pergélisol d’Utopia Planitia. Cette étude a fait l’objet d’un article en cours de publication dans la revue “*Planetary and Space Sciences*” (Séjourné et al., 2011c). Cette section sera donc constituée de cet article précédé d’un résumé étendu en français.

5.2.1 Intérêt de l’étude et résumé étendu

Les “scalped depressions” présentent sur leur pente face à l’équateur plusieurs bandes internes brillantes (cf. chapitre 4 section 4.2.2.2 et 4.3.4). Nous avons vu dans la section 4.3.4 (cf. chapitre 4) que certaines origines proposées pour expliquer ces bandes internes n’étaient pas satisfaisantes (terrasses lacustres et dépôts de glissement de terrain). Dans la section 4.3.4, nous avons développé l’hypothèse selon laquelle les bandes internes seraient dues à des cycles de dégradation de la pente face au pôle (Fig. 4.34). Ici, nous allons examiner l’hypothèse d’une origine des bandes internes liée à l’érosion de couches sédimentaires monoclinales (Costard and Kargel, 1995).

En effet, les bandes internes des dépressions montrent une morphologie et une géométrie similaire au relief des couches sédimentaires monoclinales exhumées par l’érosion. Sur Terre, l’érosion de couches sédimentaires monoclinales de différentes résistances crée une morphologie typique de “cuesta” (Fig. 5.9). Ce relief de “cuesta” est composé d’une alternance d’escarpements (couches résistantes, exemple calcaire, grès...) et de replats (couches moins résistantes, exemple argiles, marnes...) (Fig. 5.9). Le pendage des couches est mis en évidence par la formation d’un “v” dans les vallées recoupant perpendiculairement les escarpements. De façon analogue, à l’intérieur des dépressions d’Utopia Planitia, les bandes peuvent représenter des couches plus résistantes à l’érosion que les couches formant les replats (cf. section 5.2.7.3).

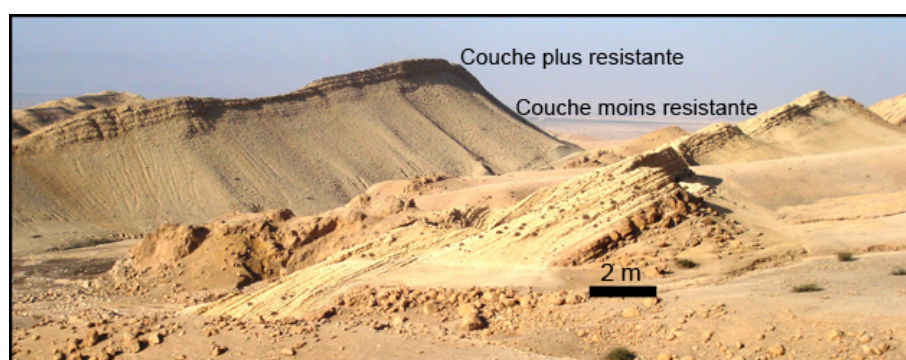


FIGURE 5.9 – Morphologie en “cuesta” de couches sédimentaires érodées due à une érosion différentielle (nord de l’Iran, photo I. Romaine).

L’étude de la morphologie interne des “scalped depressions” présente un grand intérêt pour l’étude du pergélisol car les dépressions peuvent être utilisées comme un sondage naturel dans celui-ci. Pour cela, nous avons réalisé une étude de la morphologie et de la géométrie des bandes brillantes à l’aide des images HiRISE (50 images) et du MNT HiRISE (cf. chapitre 2 section 2.1.1). Notre étude géométrique est basée sur l’utilisation d’un seul MNT, mais nous avons étudié et analysé de nombreuses “scalped depressions” présentant des bandes internes à travers la région d’Utopia Planitia.

Nous avons cartographié les strates potentielles et estimé le pendage de 52 couches provenant de 15 “scaloped depressions” (cf. Annexe 5). La stratification du pergélisol semble complexe et peut être due à différents types de sédimentation : lacustre, fluvatile ou éolienne. Dans la section 5.2.8, nous discuterons l’hypothèse d’une possible sédimentation éolienne afin d’expliquer la stratification du pergélisol. Plus tard dans le chapitre (la section 5.4.2), nous discuterons des autres types de sédimentation ayant pu former le pergélisol stratifié d’Utopia Planitia.

L’hypothèse de strates sédimentaires n’est pas en contradiction avec l’hypothèse des cycles de dégradation de la pente face au pôle (cf. chapitre 4 section 4.3.4). En effet, il est possible que la dégradation successive de la pente face au pôle puisse être contrôlée par la présence de strates dans le pergélisol, notamment des couches sédimentaires ayant des teneurs en glace différentes. Le développement des dépressions pourrait suivre ces couches riches en glace entraînant une dégradation importante et successive du pergélisol.

5.2.2 Evidence of an eolian ice-rich and stratified permafrost in Utopia Planitia, Mars

A. Séjourné, F. Costard, J. Gargani, R. J. Soare, C. Marmo

Abstract

Western Utopia Planitia (UP) is dotted with scaloped depressions, small-sized polygons and pingo-like mounds. Within the planetary science community, there seems to be a general agreement that these relatively recent landscape features are indicative of an ice-rich permafrost. However, questions about the concentration of ice-content and the origin of the permafrost remain unanswered.

The scaloped depressions (~ 100 m to few km in diam.) are thought to be the product of degradation of ground-ice by thawing or sublimation. Indeed, most of the scaloped depressions display bright bands on their floors. These have been described as possible exposed sedimentary layers, markers of recessional ponded water or slumped material by previous works. As the depressions could represent probes of the permafrost, therefore the study of the inner bands could help to investigate the permafrost.

Here, we evaluate the disparate hypotheses of band origin by using several HiRISE images and a HiRISE DEM. We show that the depressions have an inner stepped-profile. This profile is reminiscent of exhumed and tilted sedimentary layers of different cohesion. Using ArcGIS, we estimate the dip of several layers (n= 52). The stratification is complex comprising layers of ~ 2-4 m thick having different shallow dips with generally a north or south plunge sense. This geometry of tilted layers is typical on Earth of fluvatile or eolian sedimentation.

In the last few years, several evidences on Mars, among them the subkilometer-scale smoothing of the topography and climatic simulations, suggested that the northern mid-latitudes have been influenced by eolian processes. The inferred complex stratification inside scaloped depressions may support an eolian origin of the permafrost in UP.

In periglacial regions on Earth where thermokarst lakes are formed by extensive thawing of ground-ice, ice-rich permafrost are composed of fluvial or eolian sediments containing ~ 15-80% of ice by volume. By analogy, the wide occurrence of kilometric scaloped depressions in UP could assume an ice-rich permafrost of possibly same ice-content.

The presence of this ice-rich and stratified permafrost raises interesting questions about its relatively recent formation and climatic significance.

5.2.3 Introduction

Western Utopia Planitia (UP) shows an assemblage of possible periglacial landforms: scalloped depressions (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007, 2008; Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010; Séjourné et al., 2011a); spatially associated small-sized polygons (Seibert and Kargel, 2001; Morgenstern et al., 2007; Levy et al., 2009b), polygon-junction pits (Morgenstern et al., 2007; Séjourné et al., 2010) and; pingo-like mounds (Soare et al., 2005b; Dundas et al., 2008) (Fig. 5.10a). Within the planetary science community, there seems to be a general agreement that these relatively recent landscape features are indicative of an ice-rich permafrost. However, the Gamma Ray Spectrometer detected only a small percentage of water-equivalent hydrogen (4 % wt of ice) content in the near-surface of UP ($z < 1$ m) (Boynton et al., 2002; Feldman et al., 2004) but ground-ice is predicted to be stable at these latitudes at depth > 1 m (Mellon and Jakosky, 1995). Questions concerning the concentration of ice-content and the origin of the permafrost in UP remain unanswered.

Among the putative periglacial landforms, the scalloped depressions (~ 100 m to few km in diam.) are thought to be the product of degradation of ground-ice by thawing or sublimation (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Séjourné et al., 2011a). As the depressions could represent probes of the permafrost, the study of their inner morphology could help to investigate the permafrost. Interestingly, the depressions exhibit several inner bright bands whose origin remains enigmatic (Fig. 5.10a). These bright bands are presumed to be exposed sedimentary layers (Costard and Kargel, 1995), markers of intermittently receding meltwater (Soare et al., 2008) or mass-wasting deposits (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010).

In this paper, we focus on the origin of these inner bright bands that could help to investigate the substrate in UP and/or formation-evolution of scalloped depressions. Toward this end, we use a new approach combining images from the High Resolution Imaging Science Experiment (~ 50 HiRISE images of 29 cm/pixel) and a HiRISE stereo Digital Elevation Model (DEM). Our aims are to: (i) study the morphology of the bands in relation to the topography of depressions; and (ii) evaluate disparate hypotheses of origin by comparing the bands with possible terrestrial analogues.

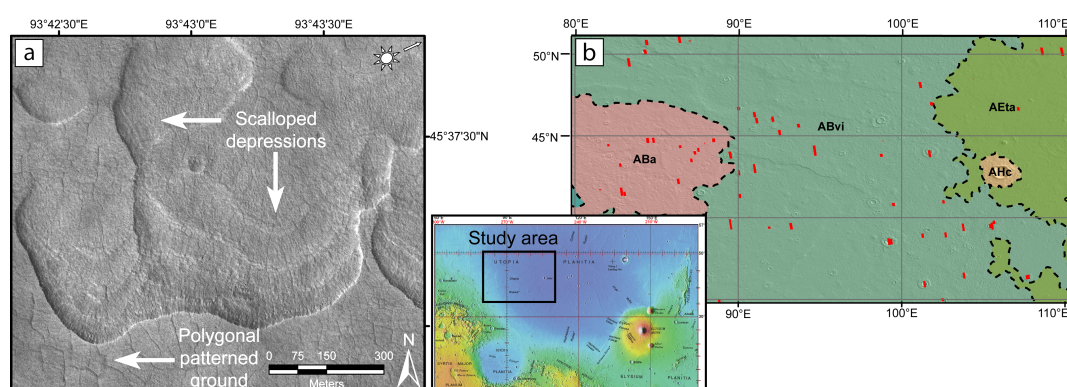


Figure 5.10: (a) Periglacial scalloped depressions and polygonal patterned-grounds in Utopia Planitia (HiRISE image PSP_002162_2260). Credits NASA/JPL/Univ. of Arizona. (b) Study area (80°-100°E, 35°-50°N) in western Utopia Planitia and distribution of HiRISE images (~ 50) over the geological map of Tanaka et al. (2005) (ABvi: Vastitas Borealis Interior; ABa: Astapus Colles).

5.2.4 Regional geology

Our study area (80°-100°E, 35°-50°N) in UP comprises two geological units (Fig. 5.10b). The Vastitas Borealis Interior unit (ABvi) that is interpreted to be Early Amazonian outflow channels sediments reworked by periglacial processes during the early Amazonian (Tanaka et al., 2005) (Fig. 5.10b). The ABvi itself is overlain by the Late Amazonian Astapus Colles unit (ABa) thought to be an icy mantle emplaced by eolian processes (Tanaka et al., 2005) (Fig. 5.10b). Some authors suggest that the periglacial landforms develop within the ABa mantle (Morgenstern et al., 2007; Lefort et al., 2009). Others authors propose that the periglacial landforms occur well beyond the margin of ABa, possibly in a unit underlying it (Soare and Osinski, 2009).

5.2.5 A staircase-like profile of scalloped depressions

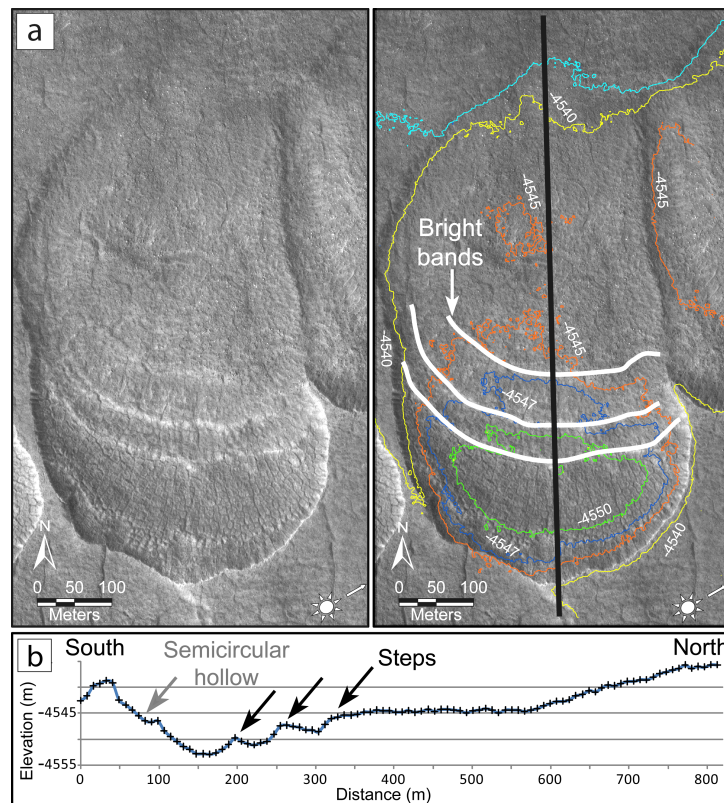


Figure 5.11: Scalloped depression showing several bright bands due to a stepped profile. The inner bands appear bright mostly because the steps are highlighted by the sun (see sun illumination) (cross-section with vertical exaggeration) (Depression #1 in supplementary material) (HiRISE image PSP_002439_2265 & new HiRISE DEM DTEEC_001938_2265_002439_2265_U01). Credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

In UP, the scalloped depressions are flat-floored with a N-S asymmetric profile: the pole-facing slope ($\sim 6^\circ$) is steeper than the equator-facing slope ($\sim 1.2^\circ$) with a depth ranging from 5-70 m (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Soare et al., 2007; Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010; Séjourné et al., 2011a). Depression with a diameter greater than 100 m shows inner bright bands of ~ 10 m width ($n > 100$ depressions) (Séjourné et al., 2011a).

Large-sized and deeper depressions (diameter 0.2-5 km) tend to show more bright bands than medium-sized depressions (diameter 100-200 m) (n=139 depressions) (Séjourné et al., 2011a).

The bands are curvilinear and arranged in a roughly concentric pattern inside the depressions. The orientation of their curve is mainly equatorward and parallel to the pole-facing margins of the depressions (Fig. 5.11a). Using a HiRISE DEM, we observe that the bands form a series of steps of ~ 1.5 m high separated by gentle benches of 20-100 m in length on the equator-facing slope (Fig. 5.11b). On studied HiRISE images (~ 50 images), the steps appear bright mostly because they are highlighted by the sun forming bright bands. On the color HiRISE images, no albedo differences are observed between the bands and the surrounding depression floor (Fig. 5.11a).

5.2.6 Possible origins derived from terrestrial analogues

A number of hypotheses have been proposed to explain the origin of the inner bright bands.

They were first proposed to be sedimentary layers exhumed by formation of the scalloped depressions in which they are found (Costard and Kargel, 1995). On Earth, the erosion of monoclinial sedimentary rock layers of different hardness produces a topography of benches and cliffs. The benches are formed by a cohesionless layer (i.e. clays) and steep slopes are formed by a resistant layer (i.e. grainstone). The layers show a curvilinear shape indicating the dip of the sedimentary layers.

The inner bands were also interpreted as markers of episodic loss of water within paleo-thermokarst lakes (alases) (Soare et al., 2008). On Earth, thermokarst lakes are observed in areas underlain by a continuous and ice-rich permafrost. They occur when the thermal equilibrium of permafrost is disturbed, resulting in ground-ice thaw and subsequent ground subsidence with pooling of meltwater (thermokarst process) (Soloviev, 1973b; French, 2007). Thermokarst lakes are circular to elongate in shape, flat-floored and relatively shallow with a diameter ranging from several hundred meters to a few km (Mackay, 1956; Soloviev, 1973b; Murton, 2001). Some lakes show concentric terraces (~ 1 m high) resulting from the gradual lake subsidence and/or sedimentation around the margins (Murton, 2001; Burn, 2002).

Another hypothesis suggests that the inner bands are mass-wasting deposits resulting from the degradation of the pole-facing slopes of depressions (Lefort et al., 2009; Ulrich et al., 2010). In periglacial regions on Earth, slopes underlain by permafrost are often modified by mass-wasting. Active-layer detachments and retrogressive thaw-slumps are two types of mass-wasting whose morphology could resemble the inner bands of Martian depressions.

Active-layer detachments are shallow type of mass-wasting triggered by the failure of the seasonally thawed near-surface soil layers (active-layer) (Harris and Lewkowicz, 1993; Lewkowicz, 2007). The detachment is caused by an increase of soil moisture and a reduction of shear strength at the base of the active-layer. This is due to the rapid thawing of near-surface ice and/or the excessive snow-melt infiltration. Morphologically, an active-layer detachment comprises a slump scar, a slide plane and a slide mass (\sim hundred of meters wide) accented by compression ridges at the surface (Lewkowicz, 2007).

Retrogressive thaw-slumps are rotational slumps that occur in ice-rich permafrost when it is exposed to thaw by one of two means: (i) the thermo-mechanical erosion from wave action along lakeshore/coastline or (ii) active-layer detachments (Mackay and Slaymaker, 1989; Lantuit and Pollard, 2008). The thaw-slump is characterized by a steep headwall (1-3 m high), where ground-ice may be exposed, a headscarp that retreats by ablation of the permafrost, and

a low gradient footslope, where mud-flows settle forming lobate deposits (Lantuit and Pollard, 2008).

5.2.7 Evaluation of the proposed hypotheses

5.2.7.1 Slope degradation by mass-wasting?

If the bands inside the Martian depressions are the result of mass-wasting, then their equatorward orientation suggest that downslope movement must have originated at the equator-facing margins of the depressions. However, some points undermine the plausibility of the mass-wasting hypothesis: (i) no features indicative of failure (failure cracks, slump-scars) or indicative of downslope movement (slide-tracks and run-off channels) are observed on these margins; and (ii) mud-flows tend to form lobate deposits whose geometry differs from band geometry.

5.2.7.2 A successive expansion of depressions?

The thermokarst-lake terraces hypothesis also suffers from some shortcomings. Contrary to lacustrine terraces on Earth, which are arrayed in a concentric and symmetrical pattern, inside scalloped depressions, the bands occur only on the equator-facing slopes. We suggest that the asymmetric pattern of steps could not be explained by a lacustrine origin.

Alternatively, the similar shape between the bright bands and the pole-facing scarp shows that similar processes could have been at work in forming both features (Fig. 5.11). Failure cracks, cirque-shaped alcoves and semicircular hollows on the pole-facing margins of depressions are indicative of degradation by removal of ground-ice (Fig. 5.11) (Séjourné et al., 2011a). So, the bands could result from the degradation of these pole-facing margins: they could represent mass-wasting deposits or erosional remnants. But as discussed previously, an origin of the bands from mass-wasting seems unlikely. Recently, we proposed that the expansion of the depressions is equatorward and evolves from the formation of a semicircular hollow on pole-facing slopes (Séjourné et al., 2011a) (Fig. 5.11). The semicircular hollows form a topographic step on the floor of the depressions (Fig. 5.11b). With the same mechanism, each step on the equator-facing slopes could be produced by previous retrogressive degradation. The successive degradation of the pole-facing slopes could form several steps on the equator-facing slopes.

5.2.7.3 An exhumed complex stratification?

Inside the scalloped depressions, the continuous, curved and step-like shapes of the bands are reminiscent of eroded monoclinial sedimentary layers (Fig. 5.12a-b). Since no albedo difference are observed on the color images between the bands and the surrounding floor, the difference of material composition could not account for the topography. We suggest that the bands (steps) could represent layers of material that are more resistant to erosion than material that forms the relatively flat terrain between the steps (Fig. 5.12c).

In order to evaluate the possible origin of the bands as layers, we mapped all the bands that could be potential layers and calculated the dip of these layers using the HiRISE DEM and ArcGIS. The dip of a layer is composed of three elements (strike, angle of dip and dip sense): (i) the strike is the geometrical intersection between the horizontal plane and the layer, i.e. the direction of this line from the north line; (ii) the angle of dip is the angle between the layer and the horizontal plane; (iii) the dip sense is the direction of plunge, i.e. 90° from the strike (Fig. 5.12b). By using a numerical model from an ArcGIS tool, the best fit plane that intersects the band were estimated (red plane on Fig. 3b). From the geometrical properties of this plane, the

three elements of the dip (strike, angle of dip and dip sense) are extracted. For example, the inclination of this plane with the horizontal corresponds to the angle of dip of the layer (Fig. 5.12b).

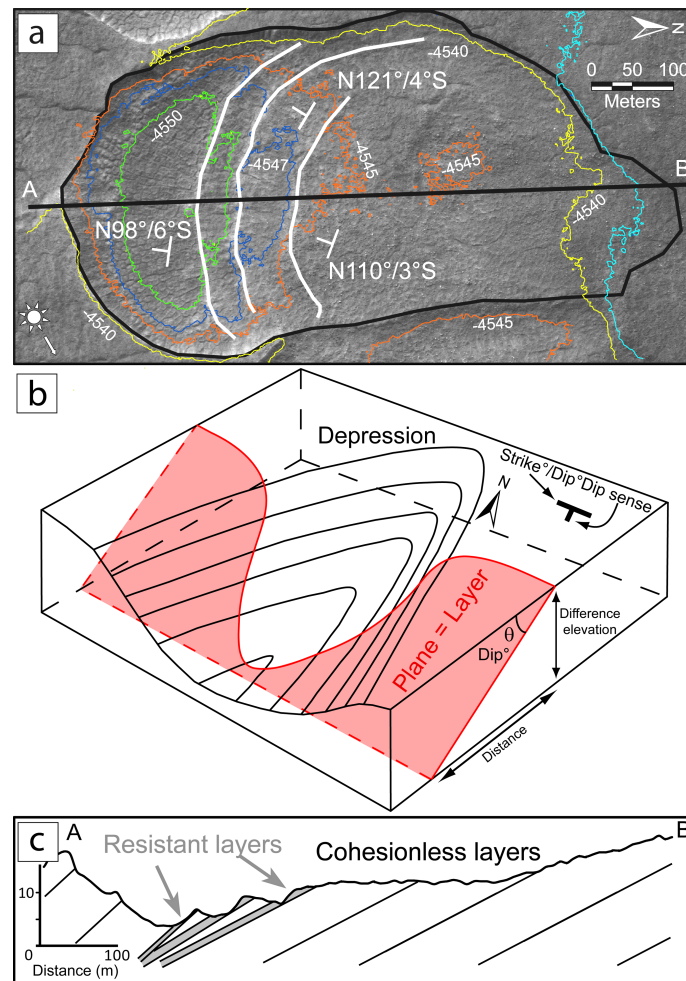


Figure 5.12: (a) Scalloped depression exhibiting continuous, curved and step-like bands that are reminiscent of eroded monoclinial sedimentary layers. (b) The curved shape of bands is used to infer the dip of the potential layers. The dip is composed of three elements: the strike, the angle of dip and the dip sense. (c) The stepped-profile could be due to a difference in hardness of the layers. The bands (steps) could be layers of material that are more resistant to erosion than material that forms the relatively flat terrain.

There are at least two main sources of uncertainty in our estimation of the dip. The first uncertainty comes from the DEM (vertical ~ 10 cm and horizontal ~ 1 -2 m) (McEwen et al., 2010). The angle of dip θ is obtained from the equation $\tan \theta = \frac{\Delta h}{d}$ where Δh is the difference in elevation and d is the horizontal distance (see Fig. 5.12b). We estimated an uncertainty on the dip value of $\pm 0.5^\circ$.

The second uncertainty comes from our estimation of the dip using the numerical model from an ArcGIS. Therefore, we tested the sensibility of the model with different parameters in order to estimate an uncertainty. The estimated uncertainty on the dip value is $\pm 1^\circ$. As a consequence, the total uncertainty on the dip is $\sim 1.5^\circ$. Moreover, in order to test the reliability of the estimated dips, a correlation coefficient was estimated for each dip based on the ratio of the standard error on the estimation divided by the standard deviation of elevation. We

calculated 112 potential dip and selected 52 based on the estimated correlation coefficient (> 0.6) of each dip (Annexe 5).

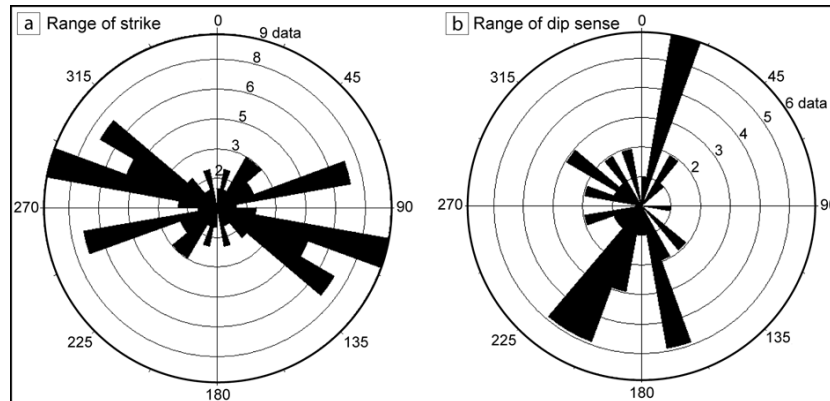


Figure 5.13: Rose diagrams illustrating the range of strike and dip sense as a function of frequency for 52 estimated dips from 15 scalloped depressions in the study area (see Annexe 5 for the dip angle).

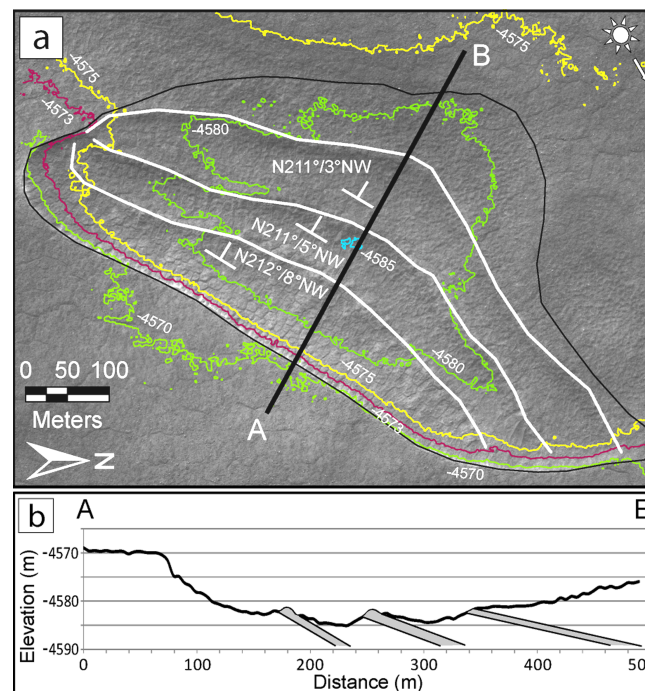


Figure 5.14: Scalloped depression showing three layers having a dip sense toward the north-west direction. In this example, the bands do not show a southward curved shape (note that the north is to the right; cross-section with vertical exaggeration) (Depression #6 in Annexe 5) (HiRISE image PSP_002439_2265 & HiRISE DEM DTEEC_001938_2265_002439_2265_U01). Credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

In our study, we have calculated the dip of numerous potential layers ($n= 52$) from 15 different scalloped depressions (Fig. 5.13). Our results show that the dip of layers ranges from 0° to 24° with a strike being mostly east-west (Fig. 5.13a and see Annexe 5). The layers generally show a dip sense toward the south (Fig. 5.12) or toward the north (Fig. 5.14) (see also Fig. 5.13b). Interestingly, the mainly observed southward curved shape of the bands does

not necessarily show a southward dip of the layers (Fig. 5.14 and 5.15). Indeed, it is the intersection between the topography and the bands that determines the sense of dip. Inside large-sized scalloped depressions, the strike and the angle of dip are consistent for the different inner bands (Fig. 5.15). So, the stratification is complex with layers of $\sim 2\text{--}4\text{ m}$ thick having different shallow dips with mainly a east-west strike (Fig. 5.13). The minimum thickness of the stratified deposit, which corresponds to the deepest depression depth observed here, would be $\sim 70\text{ m}$ thick.

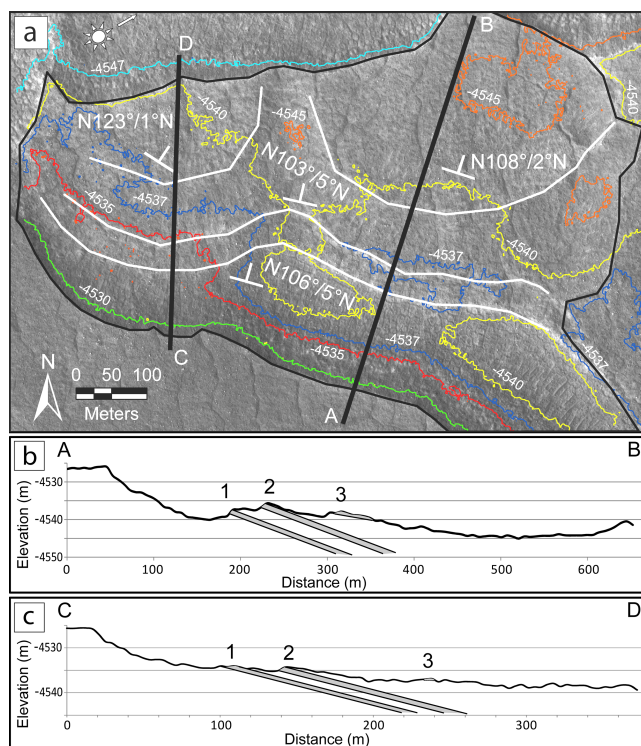


Figure 5.15: Large-sized scalloped depression showing three layers having a dip sense that is northward. The dips are consistent for the different inner bands (cross-section with vertical exaggeration) (Depression #3 in Annexe 7) (HiRISE image PSP_002439_2265 & new HiRISE DEM DTEEC_001938_2265_002439_2265_U01). Credits NASA/JPL/Univ. of Arizona.

5.2.8 Degraded ice-rich eolian deposits

As shown by the assemblage of landforms (scalloped depressions, small-sized polygons and polygon-junction pits) occurring in UP, the permafrost is ice-rich (Costard and Kargel, 1995; Séjourné et al., 2011a; Soare et al., 2011). Inside the scalloped depressions, the difference in hardness between the exhumed layers could be explained by a difference of cohesion of the material and/or thermal conductivity. The variation of cohesion could be due to a difference in the ice content of the layers (Fig. 5.16a). On Earth, it is not unusual to see sedimentary layers with a relatively higher ice-content protruding from outcrops of permafrost (Fig. 5.16b). As the latent heat needed to thermally degraded permafrost increases with ice-content, layers with higher ice-content are more resistant to thermal degradation than layers with lower ice-content (Dupeyrat et al., 2011 and see French, 2007 p90).

In periglacial regions on Earth, ice-rich permafrost is generally composed of stratified sediments whose origin is fluvial or eolian (French, 2007). The cross-sections of scalloped depressions show that the stratification is complex with different dips (Fig. 5.13). This geometry of

tilted layers could be indicative of a fluvatile or eolian sedimentation. In UP, the geological units (ABvi and ABa) where the scalloped depressions occur are of both origin and do not help to discriminate the origin of the layers (Tanaka et al., 2005).

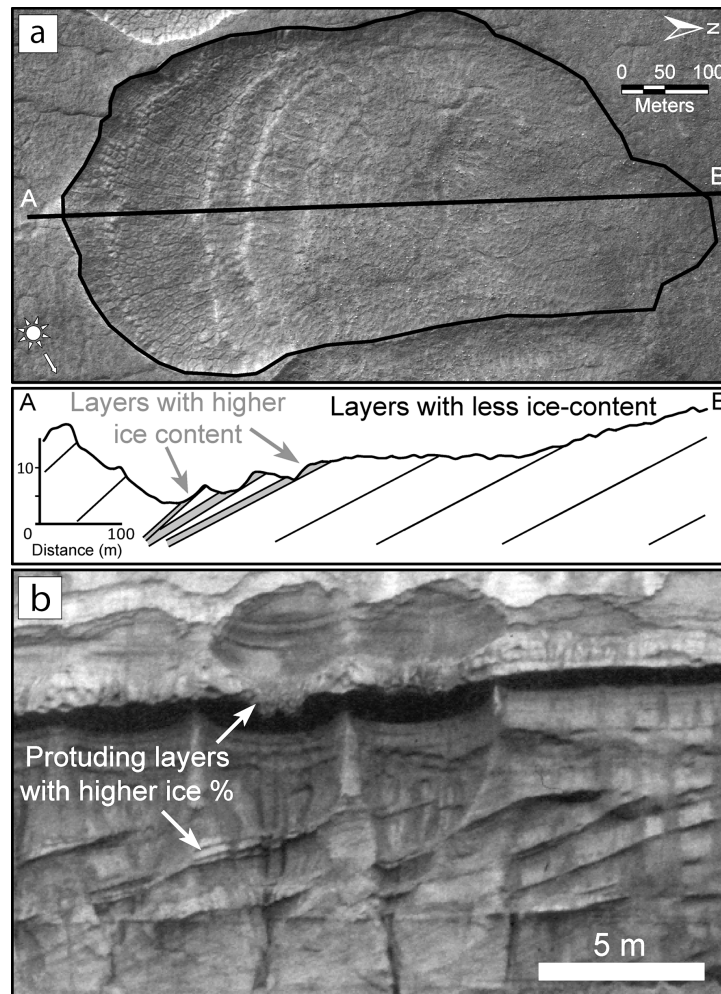


Figure 5.16: (a) The stepped-profile of scalloped depressions formed by the differential sublimation of layers having different ice-content (with vertical exaggeration) (HiRISE image PSP_002439_2265). Credits NASA/JPL/Univ. of Arizona. (b) Stratified frozen eolian sediments of Pleistocene age showing protruding ice-rich layers along the Lena River bank (Siberia).

In the last few years, several works emphasize that the surface of Mars is/was strongly influenced by eolian processes. The concentric-crater fills in kilometeric impact craters in UP are interpreted to be eolian deposits or atmospherically emplaced debris-covered glacier (Zimbelman et al., 1989; Levy et al., 2009a; Pearce et al., 2011). The latitudes $\gtrsim 47^\circ\text{N}$ in the northern lowlands show a subkilometer-scale smoothing of the topography that is interpreted to be due to a relatively recent eolian mantle deposit (Kreslavsky and Head, 2000; Head et al., 2003). Furthermore, recent climatic simulations predicted an active water-cycle with an increase of the dust content and circulation of the atmosphere on Mars during recent moderate-obliquity periods (Madeleine et al., 2009). Therefore in UP, the subkilometer-scale smoothing, the absence of channel outlets around western UP and the inferred complex stratification inside scalloped depressions may support an eolian origin of the deposit.

On Earth, extensive thermokarst processes best develop in stratified ice-rich permafrost con-

taining $\sim 15\text{-}80\%$ of ice by volume, and in some place as high as $70\text{-}80\%$ (Soloviev, 1973b; French, 2007). By analogy, the wide occurrence of kilometeric scalloped depressions could assume an ice-rich permafrost in UP of possibly same ice-content.

5.2.9 Conclusion

The scalloped depressions in Utopia Planitia are formed by degradation of an ice-rich permafrost. They show an inner stepped-profile that is reminiscent of exhumed sedimentary layers of various cohesions. Here, by using HiRISE images and a HiRISE DEM, we estimate the dip of potential layers ($n=52$) and show that their geometry is consistent with tilted layers of different direction. The inner stepped-profile could be due to the differential sublimation of layers having different ice-content. The stratification is complex and composed of layers having different shallow dips possibly indicative of eolian sedimentation. Our study shows that the permafrost in Utopia Planitia is stratified and ice-rich, possibly like terrestrial ice-rich permafrost, i.e. $\sim 15\text{-}80\%$ of ice by volume. The presence of this ice-rich and stratified permafrost raises interesting questions about its relatively recent formation and climatic significance.

Acknowledgments

Authors are funded by the Programme Nationale de Planétologie of Institut National des Sciences de l’Univers. We acknowledge the HiRISE Team and the Orsay Planetary Picture Library as well as the HRSC Team for the data provided (<http://fototek.geol.u-psud.fr/>). Special thanks to Indiana Romaine for the help estimating the dip using ArcGIS.

5.3 Caractéristiques du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia

Dans cette section, nous allons caractériser le pergélisol riche en glace en terme de dimension (étendu et épaisseur), d'âge et de contenu en glace.

5.3.1 Etendu du pergélisol

La distribution de l'assemblage de modelés d'Utopia Planitia reflète la distribution du pergélisol riche en glace dans la région. D'après notre cartographie des différents modelés, ce pergélisol s'étendrait entre $\sim 75^{\circ}$ - 115° E et $\sim 38^{\circ}$ - 54° N à l'ouest d'Utopia Planitia (cf. chapitre 4 section 4.1.2 Fig. 4.2 et section 4.39 Fig. 4.39). Cette distribution recoupe plusieurs unités géologiques : ABa, ABvi et AEta (Fig. 5.17). Cette distribution coïncide avec la distribution des cratères d'impact à éjecta lobés dans Utopia Planitia (Costard, 1989; Costard and Kargel, 1995). Toutefois, les cratères d'impact à éjecta lobés mettent en évidence un pergélisol profond contenant des volatils à une profondeur de plusieurs centaines de mètres (Costard and Kargel, 1995).

Les modelés périglaciaires étant distribués selon une large bande dans Utopia Planitia (Fig. 5.17), nous suggérons qu'il faudrait ajouter une unité géocryologique à la carte géologique de Tanaka et al. (2005). Cette unité délimiterait la zone du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia qui correspondraient alors à la distribution géographique des modelés périglaciaires.

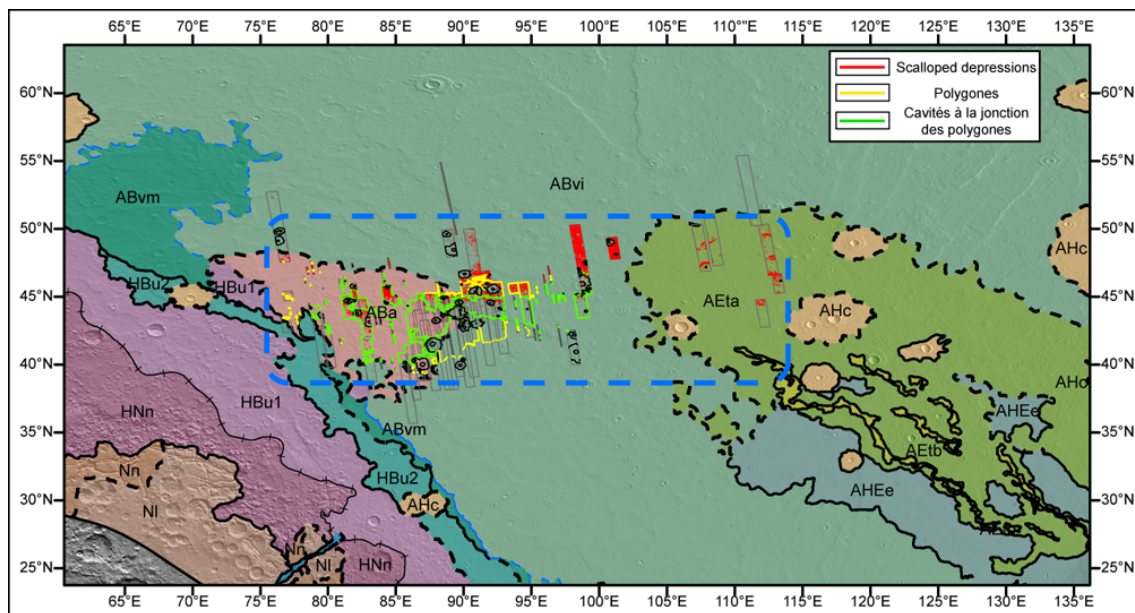


FIGURE 5.17 – Distribution approximative du pergélisol riche en glace (cadre bleu) à l'ouest d'Utopia Planitia à partir de la distribution des modelés indiquant sa présence superposée à la carte géologique de Tanaka et al. (2005).

5.3.2 Age du pergélisol

La distribution des modelés périglaciaires à travers la carte géologique peut nous aider à contraindre l'âge du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia. En effet, les modelés recoupant différents unités géologiques, l'âge du pergélisol doit nécessairement être au moins aussi

récent que la plus jeune des unités géologiques. Les unités géologiques recoupées ont un âge de l'Amazonien inférieur (ABvi et AEta) à l'Amazonien supérieur (ABa) (Fig. 5.17) (Tanaka et al., 2005). Par conséquent, en première approximation le pergélisol riche en glace serait daté de l'Amazonien supérieur. Cependant, la carte géologique n'étant pas adaptée pour notre étude de l'âge du pergélisol, nous nous sommes intéressés aux datations de la surface d'Utopia Planitia.

Nous avons étudié la morphologie des cratères d'impact de la zone à pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia dans le but d'effectuer une datation par comptage de cratères. Il semble difficile de dater correctement la surface du pergélisol à cause de la dégradation de celle-ci qui introduit de fortes incertitudes dans le comptage de cratères.

Tout d'abord, la surface contient très peu de cratères d'impact frais car beaucoup de cratères apparaissent dégradés et la plupart des cratères d'impact frais ont un faible diamètre ~ 100 m (McBride et al., 2005). Le faible nombre de cratères d'impact kilométrique inhérent aux surfaces jeunes peut induire de fortes incertitudes sur les âges de rétention estimés (Hartmann and Neukum, 2001).

Ensuite, la dégradation des cratères les plus petits par le thermokarst ou par la contraction thermique, peuvent biaiser la statistique de comptage des cratères. En outre, la présence de cratères secondaires potentiels (issus des éjecta d'autres impacts) peuvent fausser l'âge de rétention estimé.

Enfin, la sélection des cratères frais non dégradés et non secondaires requière l'utilisation d'images avec une résolution suffisante (HiRISE ou MOC). Or, la distribution des images est relativement éparse dans Utopia Planitia (surtout dans le cas des HiRISE cf. chapitre 2 section 2.1.1). Ceci peut induire des incertitudes dans l'estimation des âges de rétention.

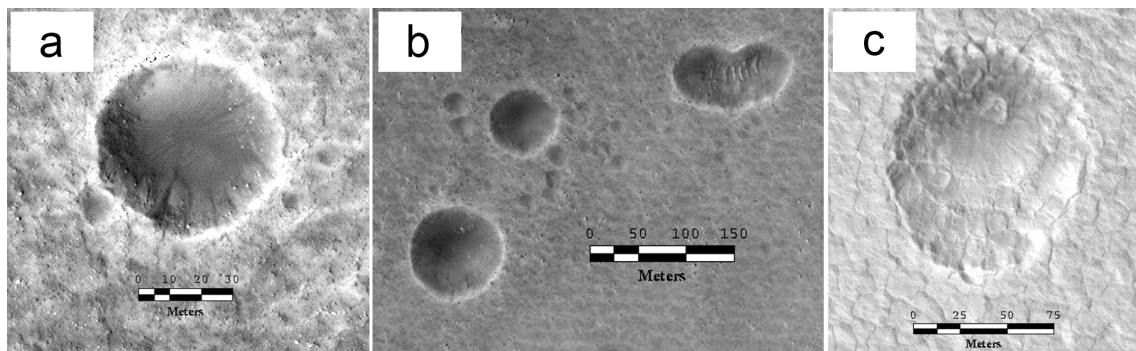


FIGURE 5.18 – Cratères d'impact (a-b) frais et (c) dégradés par des processus thermokarstiques dans Utopia Planitia. A noter que les cratères d'impact (b) peuvent être issus d'impact secondaires ou de la chute d'une météorite en plusieurs morceaux. (HiRISE PSP_007252_2265, PSP_008096_2300, PSP_009163_2270). NASA/JPL/Univ. d'Arizona.

Dans la littérature, différents âges ont été estimés dans Utopia Planitia à l'aide de la méthode de comptage des cratères d'impact. Willmes et al. (2009) ont daté une région d'Utopia Planitia à l'aide des images HiRISE (surface totale couverte 722 km^2). Les auteurs ont notamment utilisé les images HiRISE afin de sélectionner les cratères d'impact frais pour ne pas inclure des cratères d'impact dégradés ou des cratères d'impact secondaires. Ils ont estimé des âges de rétention entre $0,65 \text{ Ma}$ ($+ 0,35/- 0,41$) et $2,9 \text{ Ma}$ ($+ 0,69/- 0,75$) (Willmes et al., 2009). Toutefois, nous pensons que ces âges doivent être considérés avec prudence car les auteurs ne mentionnent pas la localisation de la région étudiée. En effet, dans le cas d'Utopia Planitia, le choix de la région est important pour la signification et la validité de l'âge estimé. Par exemple, si la data-

tion a été effectuée dans une région où les “scaloped depressions” sont très concentrées, l'âge de rétention de la surface est biaisé par la dégradation du pergélisol et par la possible oblitération de cratères d'impact. D'ailleurs Willmes et al. (2009) reconnaissent que leurs âges très jeunes peuvent provenir de la dégradation complète de nombreux cratères. En outre, comme nous l'avons vu, les images HiRISE sont très dispersées dans Utopia Planitia engendrant des erreurs possibles.

Comme nous l'avons vu (cf. chapitre 4 section 4.5.2), McBride et al. (2005) ont mené une étude des cratères d'impact frais dans une région d'Utopia Planitia à l'aide d'images MOC de 30° à 65°N (surface totale couverte par les MOC 9120 km²). Cette région comportant des polygones inter-dépressions, ils ont étudié les relations entre les cratères frais et les polygones afin d'estimer un âge de la surface avant et après la formation des polygones :

1) Les âges de rétention estimés à partir des cratères frais non recoupés par les polygones sont compris entre 1 et 10 Ma (McBride et al., 2005). Ils montrent que le développement des polygones inter-dépressions se serait terminé à cette époque.

2) Les âges de rétention estimés à partir des cratères frais recoupés ou non par les fractures polygonales sont compris entre 5 et 50 Ma (McBride et al., 2005). Ils montrent que la formation des polygones aurait débuté à cette époque.

Levy et al. (2009a) ont daté à l'aide d'images HiRISE la surface des “concentric crater fills” autour de 45°N dans Utopia Planitia (cf. chapitre 1 1.42). Ces remplissages concentriques au centre des cratères présentent des polygones qui ont été altérés par la sublimation partielle de la glace de ces dépôts. En utilisant les cratères frais recoupés ou non par les polygones ainsi que ceux affectés par la dégradation du dépôt concentrique, Levy et al. (2009a) ont estimé un âge entre ~ 10-100 Ma. Cet âge pourrait correspondre au début de l'activité des processus glaciaires avant la formation des polygones à l'intérieur des cratères (Levy et al., 2009a). Toutefois, il n'est pas certain que ces dépôts soient associés à la formation du pergélisol d'Utopia Planitia et donc que leur âge corresponde à l'âge du pergélisol.

Au fond des cratères, un dépôt périphérique relativement lisse reposant sur ces remplissages concentriques, présente également des polygones. L'âge de ce dépôt a été estimé à partir des cratères d'impact frais non recoupés par les polygones, il varie entre ~ 1,3 et 1,7 Ma (Levy et al., 2009a). Les auteurs interprètent ce dépôt lisse comme étant associé au dépôt du “latitude dependent mantle” des moyennes et hautes latitudes qui a un âge de ~ 0,4-2,1 Ma (cf. chapitre 1 1.2.4.2) (Mustard et al., 2001; Head et al., 2003).

Ainsi, d'après la littérature différents comptages de cratères ont permis de mettre en évidence un âge de rétention de la surface d'Utopia Planitia variable selon les études, entre ~ 0,65 et 100 Ma (McBride et al., 2005; Levy et al., 2009b; Willmes et al., 2009). Certains de ces âges estimés en étudiant les relations entre les cratères et les polygones peuvent nous aider à contraindre l'âge de formation du pergélisol riche en glace. En effet, les polygones peuvent se former en même temps (origine syngénétique) ou après la formation du pergélisol (origine épigénétique) (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3). A partir de l'âge des polygones et en considérant que les polygones inter-dépressions sont d'origine syngénétique (cf. section 5.1.1), nous pouvons estimer l'âge du pergélisol.

Premièrement, les âges de rétention estimés à partir des cratères frais recoupés ou non par les polygones (5-50 Ma (McBride et al., 2005) et 10-100 Ma (Levy et al., 2009a)) marqueraient le début de la formation de ces polygones (couleur bleu sur Fig. 5.19a). Par conséquent, il est possible que ces âges puissent correspondre à l'âge minimal de début de formation du pergélisol d'Utopia Planitia entre ~ 5 et 100 Ma (Fig. 5.19b).

Deuxièmement, les âges de rétention estimés à partir des cratères frais non affectés par les

polygones inter-dépressions sur la plaine (~ 1 -10 Ma (McBride et al., 2005)) marqueraient l'arrêt de la formation des polygones (couleur jaune sur Fig. 5.19a). Il est donc vraisemblable que ces âges puissent correspondre à la fin des conditions climatiques permettant le développement des polygones inter-dépressions. Si ces polygones sont bien syngénétiques alors ces âges marqueraient la fin de la formation du pergélisol d'Utopia Planitia entre ~ 1 et 10 Ma (Fig. 5.19b).

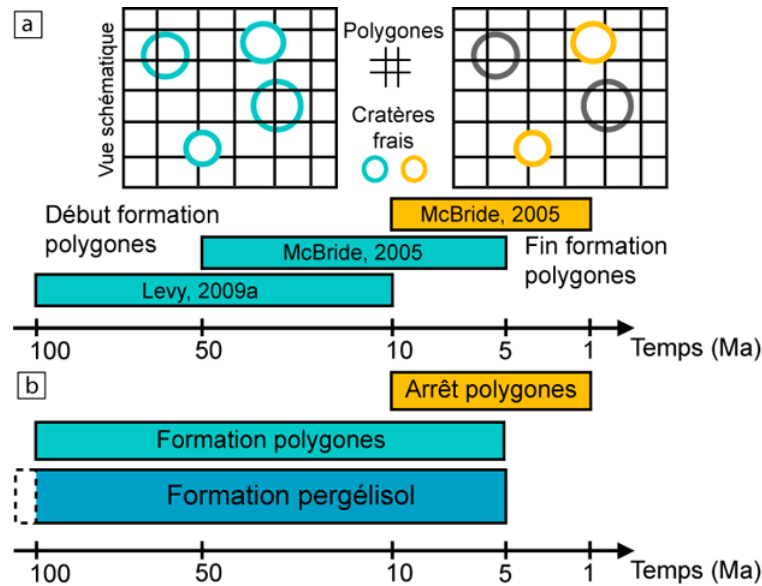


FIGURE 5.19 – (a) Le début de la formation des polygones correspondrait à l'âge de rétention des cratères frais recoupés ou non par les polygones (couleur bleu). La fin de la formation des polygones correspondrait à l'âge de rétention des cratères frais non recoupés par les polygones (couleur jaune). (b) A partir des polygones, l'âge minimal de la formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia est estimé entre ~ 5 et 100 Ma.

5.3.3 Contenu en glace du pergélisol

Comme nous l'avons montré, l'ensemble de modèles d'Utopia Planitia se forme à partir d'un pergélisol riche en glace, mais la teneur en glace précise de ce pergélisol est toujours inconnue. Généralement dans Utopia Planitia, la plupart des auteurs parlent de pergélisol riche en glace sans avancer de gamme de valeurs. La deuxième inconnue concerne le type de glace et l'épaisseur de ce pergélisol riche en glace. Ces caractéristiques du pergélisol sont importantes afin de contraindre son origine et sa formation. Dans cette section, nous allons contraindre la teneur en glace, le type de glace et l'épaisseur de ce pergélisol.

5.3.3.1 Teneur en glace du pergélisol riche en glace

L'analogie avec les régions de la Yakoutie Centrale et de Tuktoyaktuk, nous a seulement permis d'estimer que la teneur en glace pouvait être comprise entre ~ 15 et 80 % en volume (cf. chapitre 3 section 3.3.3). Cette analogie ne donnant qu'une gamme de teneur possible, nous allons essayer de contraindre plus précisément la teneur en glace.

La présence de nombreuses "scalped depressions" plurikilométriques dans Utopia Planitia montre que le pergélisol contient un volume de glace suffisamment important pour que

la disparition du volume de glace par sublimation puisse engendrer une subsidence du sol significative. Sur Terre, la subsidence verticale du sol, et donc la profondeur des dépressions thermokarstiques, est proportionnelle à la teneur en glace du pergélisol (volume de glace) (Fig. 5.20) (Popov, 1956; Murton, 1996; Hurault et al., 2010).

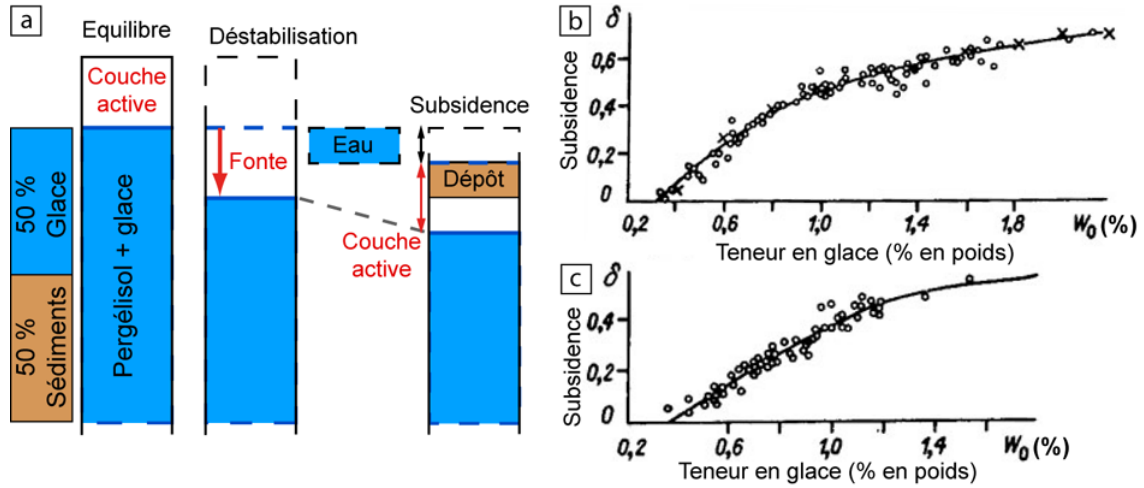


FIGURE 5.20 – (a) Schéma illustrant la subsidence thermokarstique suivant la déstabilisation thermique du pergélisol par élimination de la couche active. (b-c) Relation entre la subsidence verticale relative (δ sans unité) et la teneur en glace (W_0 % en poids) pour des pergélisols riches en glace en Yakoutie Centrale composés (b) de limons silteux et d’argiles et (c) de limons silteux et de graviers, d’après Shur (1988).

Dans notre étude du processus de sublimation ayant formé les “scalped depressions”, nous avons montré que l’activité éolienne ne semblait jouer qu’un rôle secondaire dans la sublimation de la glace de pore (cf. chapitre 4 section 4.2.3.2). Par conséquent, le transport éolien de matériel en dehors des dépressions étant supposé faible, la subsidence du sol dépend ainsi principalement du volume de glace et du volume de matériel desséché accumulé au fond des dépressions (Fig. 5.20a).

La sublimation du volume de glace du pergélisol engendrant une perte de volume et une subsidence du sol, le volume de glace disparu est au maximum égale au volume de la dépression (Fig. 5.20a). Nous pouvons donc estimer le volume de matériel desséché produit par la sublimation en fonction de la teneur en glace en volume du pergélisol pour une dépression.

Pour cela, nous avons étudié une dépression ayant un diamètre de 700 m x 350 m pour une profondeur moyenne de ~ 6 m (maximale de 12 m) (Fig. 4.30 chapitre 4). Nous avons estimé son volume à $1,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (incertitude de $\pm 3 \%$) à l’aide du MNT HiRISE (selon la méthode décrite dans la section 4.3.4.3 du chapitre 4).

Ainsi, en partant de la formule de la teneur en glace en volume (Θ_{glace}) $\frac{V_{\text{glace}}}{V_{\text{sédiment}} + V_{\text{glace}}}$, le volume maximal de la glace (V_{glace}) peut être remplacé par le volume de la dépression ($V_{\text{dépression}}$) :

$$(1) \Theta_{\text{glace}} = \frac{V_{\text{glace}}}{V_{\text{sédiment}} + V_{\text{glace}}} = \frac{V_{\text{dépression}}}{V_{\text{sédiment}} + V_{\text{dépression}}}$$

En factorisant pour obtenir le $V_{\text{sédiment}}$ en fonction de Θ_{glace} :

$$(2) V_{\text{sédiment}} = V_{\text{dépression}} \times \left(\frac{1}{\Theta_{\text{glace}}} - 1 \right)$$

5.3. CARACTÉRISTIQUES DU PERGÉLISOL RICHE EN GLACE D'UTOPIA PLANITIA

En supposant que le matériel desséché issu de la sublimation se dépose au fond de la dépression, l'épaisseur du dépôt formé ($z_{\text{sédiment}}$) est approximativement égale au volume de matériel desséché divisé par la surface du fond de la dépression ($S_{\text{dépression}}$) :

$$(3) z_{\text{sédiment}} = \frac{V_{\text{dépression}}}{S_{\text{dépression}}} \times \left(\frac{1}{\Theta_{\text{glace}}} - 1 \right)$$

Nous pouvons donc estimer l'épaisseur du dépôt desséché accumulé en fonction de la teneur de glace du pergélisol dans le cas de la formation de la dépression (Fig. 5.21).

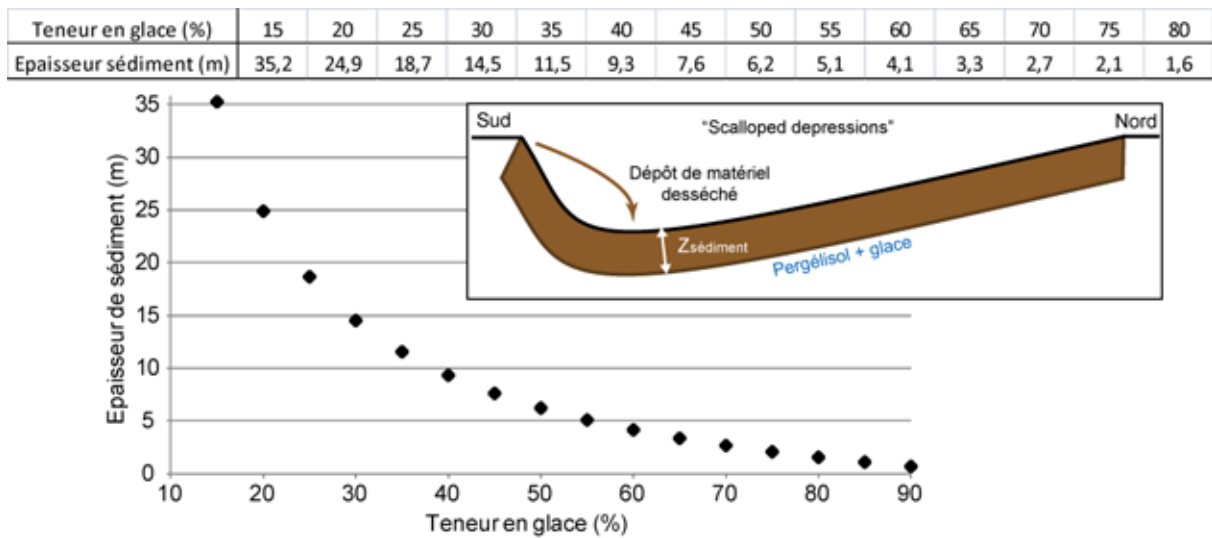


FIGURE 5.21 – Estimation de l'épaisseur moyenne de matériel desséché ($z_{\text{sédiment}}$) issu de la sublimation accumulé dans la dépression en fonction de la teneur en glace du pergélisol (% en volume). $V_{\text{dépression}} = 1,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$; $S_{\text{dépression}} = 2,3 \cdot 10^5 \text{ m}^2$.

Ainsi, l'épaisseur moyenne de matériel desséché accumulé varie de 35 à 1,6 m pour des teneurs en glace variant de 15 à 80 % respectivement (en volume) (Fig. 5.21).

Nous allons proposer une méthode afin de contraindre l'épaisseur de matériel desséché accumulé et donc, contraindre la teneur en glace du pergélisol. Au fond des dépressions, l'épaisseur du dépôt desséché accumulé peut correspondre à l'épaisseur de la couche anhydre au dessus du pergélisol riche en glace (Fig. 5.22a). L'épaisseur de la couche anhydre, et donc de matériel desséché, recouvrant le pergélisol pourrait être relativement faible et cela pour plusieurs raisons :

1) La dégradation en continue du pergélisol à l'intérieur des dépressions indiquerait que la glace de sol est proche de la surface (Fig. 5.22a).

2) Le modèle de Mellon (1997) montre qu'au site de Viking 2 (dans Utopia Planitia cf. chapitre 1 section 1.2.5.3 Fig. 1.52), les amplitudes de températures actuelles peuvent déclencher la contraction thermique jusqu'à une profondeur maximale de $\sim 1,5 \text{ m}$ (lorsque les contraintes thermiques dépassent la résistance du sol de $\sim 2\text{-}3 \text{ MPa}$) (Fig. 5.22b). Autrement dit, pour que les polygones intra-dépressions puissent se former, la profondeur de la couche anhydre doit être inférieure à $\sim 1,5 \text{ m}$ (Fig. 5.22a).

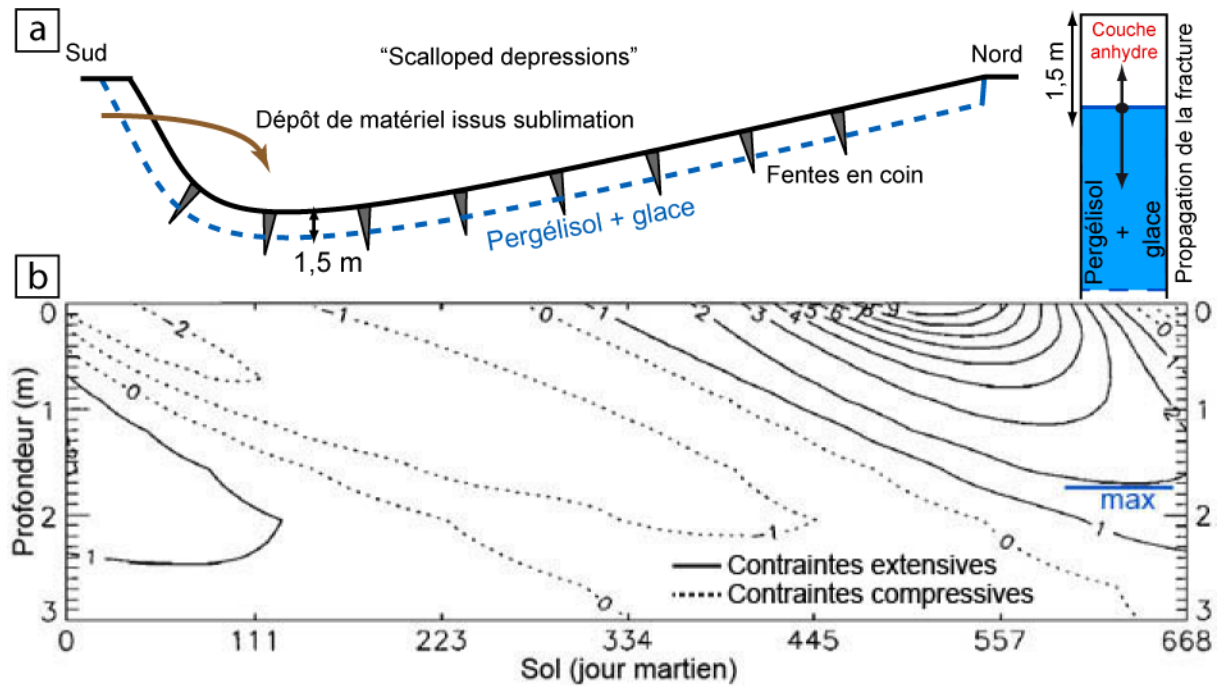


FIGURE 5.22 – (a) Accumulation de matériel desséché au fond de la dépression due à la sublimation du pergélisol riche en glace. L'épaisseur du dépôt desséché est environ égale à l'épaisseur de la couche anhydre. Les fractures de contraction thermique se forme à la base de la couche anhydre puis se propagent vers le haut et vers le bas (Mellon, 1997). (b) Contraintes horizontales du sol induites par les températures (extensives et compressives en MPa) en fonction de la profondeur durant une année martienne au site de Viking 2 (Utopia Planitia) d'après Mellon (1997). La contraction thermique du pergélisol se produit lorsque les contraintes extensives dépassent la résistance du sol ($\sim 2\text{-}3$ MPa). Ainsi, la profondeur maximale à laquelle les fractures peuvent se former est de $\sim 1,5$ m (trait bleu).

Ainsi, en utilisant cette épaisseur maximale estimée de la couche anhydre ($\sim 1,5$ m) nécessaire pour permettre la formation des polygones intra-dépressions, nous pouvons différencier deux zones sur la Fig. 5.23 :

La zone bleu représente les teneurs en glace du pergélisol les plus élevées qui induiraient une épaisseur de dépôt desséché inférieure à $1,5$ m (Fig. 5.23). La formation de polygones peut se produire car le pergélisol contenant de la glace est proche de la surface. En supposant un transport éolien faible (pas de transport en dehors de la dépression), la teneur en glace doit être $\gtrsim 80\%$ en volume.

La zone orange représente les teneurs en glace du pergélisol les moins élevées qui induiraient une épaisseur de dépôt desséché supérieure à $1,5$ m (Fig. 5.23). La contraction thermique ne peut pas se produire car l'épaisseur du dépôt est relativement importante. Afin d'obtenir une couche anhydre $\leq 1,5$ m, l'ablation d'une partie du dépôt par le vent est nécessaire. Par exemple, dans le cas d'une teneur en glace de 50% en volume, l'épaisseur de matériel devant être éliminé est d'environ $4,5$ m.

Ainsi, en supposant un faible transport éolien, le pergélisol pourrait avoir une teneur en glace de $\sim 80\%$ afin que le dépôt de matériel desséché au fond des dépressions ne stoppe pas la contraction thermique. Toutefois, cette valeur semble être relativement élevée, nous suggérons qu'elle pourrait représenter une valeur maximale. Il est possible que le vent ait pu transporter du matériel produit par la sublimation en dehors des dépressions et que la teneur en glace soit plus faible que 80% .

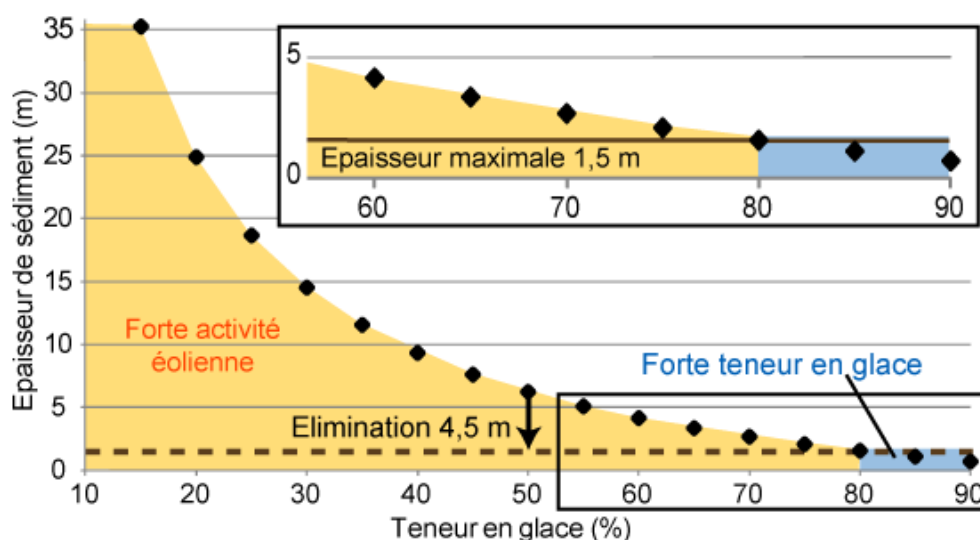


FIGURE 5.23 – Estimation de l'épaisseur de matériel desséché (sédiment) accumulé au fond de la dépression en fonction de la teneur en glace du pergélisol. La limite correspond à l'épaisseur maximale de dépôt desséché (1,5 m) en dessous de laquelle la contraction thermique peut se produire (Mellon, 1997). La zone en bleu représente la zone où le pergélisol contient une forte teneur en glace (> 80 % en volume) pour que le dépôt soit inférieur à cette limite. La zone en orange représente la zone où l'activité éolienne est nécessaire afin d'éliminer une partie du dépôt desséché et atteindre cette limite.

Toutefois, cela ne signifie pas nécessairement que l'activité éolienne ait été forte avec des vitesses élevées. En effet, en fonction du taux de sublimation (production de la couche desséchée), la quantité de matériel desséché déposé en fonction du temps varie. Par exemple, si le taux de sublimation est faible, l'accumulation de matériel desséché sera peut importante à un instant t . Ainsi, l'activité éolienne n'a pas besoin d'être forte pour pouvoir éliminer le faible dépôt accumulé (cf. chapitre 4 section 4.4.5.2).

Par conséquent, nous suggérons que (i) la teneur en glace du pergélisol pourrait être $\gtrsim 50\%$ en volume afin d'accommoder la subsidence importante du sol et que, (ii) l'activité éolienne aurait été non négligeable afin d'éliminer une partie du dépôt desséché accumulé et maintenir une sublimation constante.

5.3.3.2 Épaisseur du pergélisol riche en glace

Sur Terre, la majorité de la glace de sol est concentrée dans les dix premiers mètres du pergélisol (cf. chapitre 1 section 1.1.4) (Black, 1976b; French, 2007). Cependant dans le cas des pergélisols riches en glace comme en Yakoutie Centrale (Sibérie), dans le delta du Mackenzie (Canada) ou certaines régions en Alaska, la zone riche en glace peut être très importante et atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (Soloviev, 1973a; Romanovskii et al., 2000; Murton, 2001; Burn and Kokelj, 2009; Kanevskiy et al., 2011). C'est pourquoi, lorsque ce pergélisol est dégradé, les dépressions thermokarstiques formées sont profondes (Soloviev, 1973b; Carter, 1988; Romanovskii et al., 2000; Murton, 2001).

Dans Utopia Planitia, McBride et al. (2005) ont estimé une épaisseur du pergélisol riche en glace en utilisant les cratères d'impact enfouis sur la plaine à polygones inter-dépressions. A partir de la relation proportionnelle entre le diamètre et la profondeur des cratères d'impact (Garvin et al., 2003), ils ont estimé une épaisseur de ~ 31 à 41 m (McBride et al., 2005).

Cette épaisseur estimée représente une épaisseur minimale car les cratères d'impact ne sont pas forcément antérieurs au dépôt des sédiments formant le pergélisol (McBride et al., 2005).

Notre étude de la morphologie des “scalped depressions” a non seulement montré que les dépressions avaient des diamètres très importants mais qu'elles avaient également une profondeur importante (cf. chapitre 4 section 4.2.2.2). La présence de dépressions avec des profondeurs allant jusqu'à ~ 70 m indiquerait que la zone riche en glace du pergélisol est au moins égale à la profondeur des dépressions. De plus, la présence de nombreuses dépressions secondaires kilométriques au sein des dépressions plurikilométriques confirme que la zone riche en glace peut être plus profonde. Ainsi, le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia posséderait une épaisseur d'au moins 70 m.

Cette grande épaisseur du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia est similaire à celle du “Yedoma ice-complex” de Yakoutie Centrale (cf. chapitre 2 section 2.2.2).

A noter qu'il est probable que le pergélisol s'étende plus en profondeur, peut être jusqu'à quelques kilomètres de profondeur selon les modèles (cf. chapitre 1 section 1.2.4.1) (Costard, 1989; Clifford et al., 2010). Ce pergélisol contiendrait sans doute de la glace comme démontré par les cratères à éjecta lobés mais son origine et son âge sont probablement différents du pergélisol riche en glace des premiers ~ 70 m.

5.3.3.3 Types de glace du pergélisol

Une des inconnues majeures au sujet du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia est le type de glace de sol. L'estimation du type de glace dans le pergélisol est importante car elle peut permettre de contraindre l'origine et la formation de ce pergélisol riche en glace.

Sur Terre, les formes du thermokarst dépendent, non seulement de la déstabilisation thermique du pergélisol et de la teneur en glace, mais aussi du type de glace de sol (revient in fine à la teneur en glace) (cf. chapitre 1 section 1.1.4) (Czudek and Demek, 1970; French and Eginton, 1973; French, 2007). Dans Utopia Planitia, nous allons nous servir de notre étude des formes de dégradation du pergélisol pour estimer les types de glace. Toutefois, il est évident qu'en l'absence de coupe verticale dans le pergélisol, les types de glace de sol présents ne peuvent qu'être conjecturés.

Nous avons montré que les polygones inter- et intra-dépressions comporteraient des coins composites ou des coins de glace (cf. section 5.1). La glace se trouvant à l'intérieur de ces fentes en coins serait donc de la glace de veine (cf. chapitre 1 section 1.1.4).

Le développement des “scalped depressions” se produisant par dégradation du pergélisol, le pergélisol doit contenir suffisamment de glace pour être dégradé par sublimation et engendrer une subsidence du sol importante. Dans ce cas, le pergélisol contiendrait de la glace en excès (volume de glace dépassant le volume des pores du sol) qui pourrait se trouver sous deux formes : la glace de ségrégation et/ou la glace massive (cf. chapitre 1 section 1.1.4). Il est impossible de distinguer ces deux types de glace de sol uniquement à l'aide de la morphologie de dégradation car leur dégradation peut engendrer la même morphologie thermokarstique en surface. La glace massive peut être le résultat d'enfouissement de masses de glace ou de neige lors de la formation du pergélisol. Si le pergélisol d'Utopia Planitia contient de la glace de ségrégation alors des conditions permettant à l'eau liquide d'être stable ou un autre mécanisme capable de concentrer la glace doivent être envisagés.

Au site de Phoenix, la glace de sol qui a été détectée est composée de glace relativement pure et de glace de pore (Mellon et al., 2009; Smith et al., 2009; Cull et al., 2010). Si la glace de pore est le résultat de diffusion/condensation à travers les pores du sol (Mellon et al., 2004), la formation de la glace pure est incertaine (Mellon et al., 2009). Elle pourrait être due au

dépôt puis à l'enfouissement de glace ou de neige (Costard and Kargel, 1995; Mustard et al., 2001; Levrard et al., 2004), ou due à un processus intra-sédimentaire provoquant la formation de lentilles ou d'aiguilles de glace (Mellon et al., 2009). Mellon et al. (2009) proposent que la formation de lentilles de glace dans le pergélisol puisse se produire sans que l'eau liquide soit stable. En effet, sous les températures actuelles très froides de Mars, de fins films d'eau adsorbée peuvent être présents entre les grains du sol (Miller and Black, 2003; Zent et al., 2010). La migration de ces films d'eau vers le front de gel pourrait conduire à la formation de lentilles ou d'aiguilles de glace (Mellon et al., 2009). De la même façon pour le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia, la glace en excès peut avoir été formée par (i) le gel de fins films d'eau adsorbée et/ou, (ii) l'incorporation de glace/neige dans le pergélisol.

5.3.4 Structure verticale schématique du pergélisol

A partir de notre interprétation de la nature des coins des polygones inter- et intra-dépressions, des bandes internes des “scalped depressions” et du contenu en glace du pergélisol (teneur et type de glace), nous pouvons proposer un profil vertical de la structuration du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia (Fig. 5.24) :

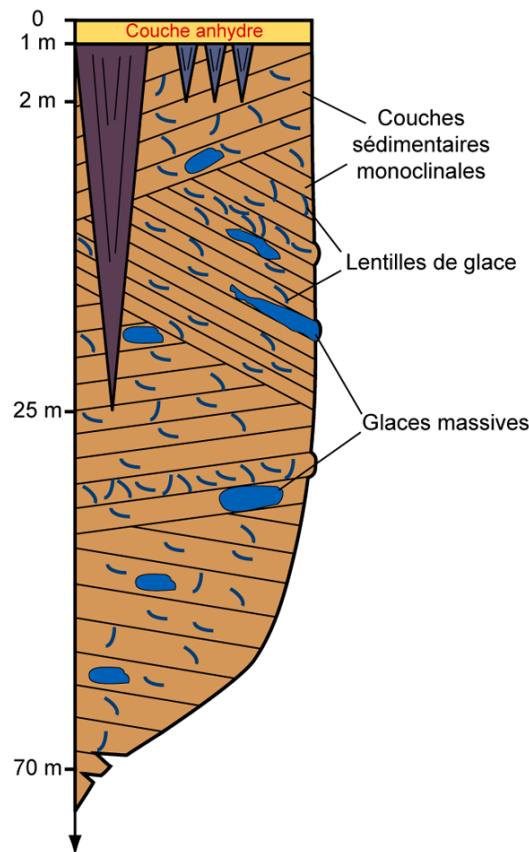


FIGURE 5.24 – Profil vertical de la structuration schématique du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia. Les couleurs du violet au bleu clair indique l'augmentation de la concentration en glace. L'échelle horizontale n'est pas représentée. Le pendage des couches est exagéré.

- Une couche anhydre de ~ 1 m due à la dessiccation des premiers mètres sous les conditions actuelles très sèches
- Les coins syngénétique des polygones intra-dépressions contenant un mélange de glace et de sable (coin composite) ou de la glace (coin de glace) de ~ 2 m de profondeur

- Les coins épigénétiques des polygones inter-dépressions contenant un mélange de sable et de glace (coin composites) de $\sim 20\text{-}25$ m de profondeur
- Sédiments stratifiés d'origine variée (éolien ou fluviatile) comportant des lentilles de glace de ségrégation et/ou de la glace massive formant un pergélisol riche en glace d'épaisseur $\gtrsim 70$ m

5.4 Origine et formation du pergélisol riche en glace

Les caractéristiques du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia estimées précédemment vont nous permettre de contraindre son origine et proposer des hypothèses de formation.

5.4.1 Origine du pergélisol d'Utopia Planitia

Selon l'origine du pergélisol, deux types de pergélisol sont distingués (cf. chapitre 1 section 1.1.2) (ACGR, 1988) :

- Pergélisol épigénétique (âge sédiments \neq âge pergélisol)
- Pergélisol syngénétique (âge sédiments = âge pergélisol)

La distribution géographique du pergélisol peut donner des indications sur le type de pergélisol (Fig. 5.17). La zone du pergélisol riche en glace recoupe des unités géologiques d'âge variés : Amazonien inférieur pour ABvi et AEta, Amazonien supérieur pour ABa (cf. chapitre 1 section 1.2.5.3) (Tanaka et al., 2005). Les âges des sédiments composant le pergélisol étant différents, le pergélisol pourrait être d'origine épigénétique car sa formation est nécessairement postérieure au dépôt des sédiments les plus jeunes (Fig. 5.17).

Cependant, nous pensons qu'il faut prendre cette première interprétation avec précaution :

1) La carte géologique de Tanaka et al. (2005) n'est pas assez précise en termes de lithologie et de limites géographiques pour notre étude du type de pergélisol. En effet, les unités de la carte géologique ont été définies sur la base de différences de rugosité, de topographie, d'inertie thermique, de modelés présents et d'âges à l'aide des données MOLA, des images MOC et THEMIS (Tanaka et al., 2005).

2) La géologie est complexe à l'ouest d'Utopia Planitia. Les contours des unités ABa et AEta sont en pointillés, ce qui symbolise le fait que les limites de ces unités sont incertaines (Fig. 5.17).

3) Nous avons montré que l'âge minimal de formation du pergélisol est estimé entre ~ 5 et 100 Ma montrant que les unités géologiques définies ne sont pas adéquates pour l'étude de l'âge du pergélisol riche en glace (cf. section 5.3.2 Fig. 5.19).

Par conséquent, nous pensons que nous ne pouvons pas utiliser les contours des unités de la carte géologique afin de déterminer l'origine du pergélisol riche en glace.

Les caractéristiques du pergélisol d'Utopia Planitia sont similaires à celles des pergélisols riches en glace sur Terre observés en Sibérie Orientale (Yakoutie Centrale, Sibérie du nord-est), dans la zone arctique du Canada (delta du Mackenzie, Yukon, certaines îles de l'archipel arctique (Banks, Victoria Island...)) et de l'Alaska (cf. chapitre 1 section 1.1.5) :

- Un ensemble de modelés périglaciaires analogue à celui typique d'un pergélisol riche en glace (cf. chapitre 3)
- Un pergélisol composé de strates sédimentaires (cf. section 5.2.7.3)
- Une teneur de glace en excès vraisemblablement $\gtrsim 50\%$ en volume sous forme de glace de veine, de glace de ségrégation et/ou de glace massive (cf. section 5.3.3.1 et 5.3.3.2)
- Une épaisseur importante de ~ 70 m dont la zone riche en glace est présente sur toute l'épaisseur (cf. section 5.3.3.2)
- Des coins de polygones inter-dépressions très épais (~ 20 -25 m) et probablement d'origine syngénétique

Basées sur ses caractéristiques, nous proposons que le pergélisol riche en glace ait une origine syngénétique. Par conséquent, nous suggérons que le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia s'est vraisemblablement formé par : (i) accumulation importante de sédiments au sein du bassin (ii) sous des conditions froides permettant le gel in-situ des sédiments.

5.4.2 Formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia

Bien que l'origine du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia soit syngénétique, sa formation est toujours inconnue. L'identification de l'origine des sédiments composant le pergélisol riche en glace nous permettra de contraindre la formation de celui-ci et de reconstituer les paléo-environnements où le pergélisol a été formé. Nous allons donc évaluer les différentes hypothèses possibles de dépôt des sédiments dans Utopia Planitia afin de déterminer quelle origine permet d'expliquer les caractéristiques (étendu, teneur en glace, âge, ...) du pergélisol riche en glace.

Les unités géologiques recoupées par la zone du pergélisol riche en glace ont des origines variées (Fig. 5.25). Les unités ont une origine lacustre, fluviale, volcano-sédimentaire ou éolienne (Tanaka et al., 2005). Par ailleurs, la stratification complexe du pergélisol interprétée par l'étude des "scaloped depressions" peut être due à une sédimentation fluviale ou éolienne (cf. section 5.2).

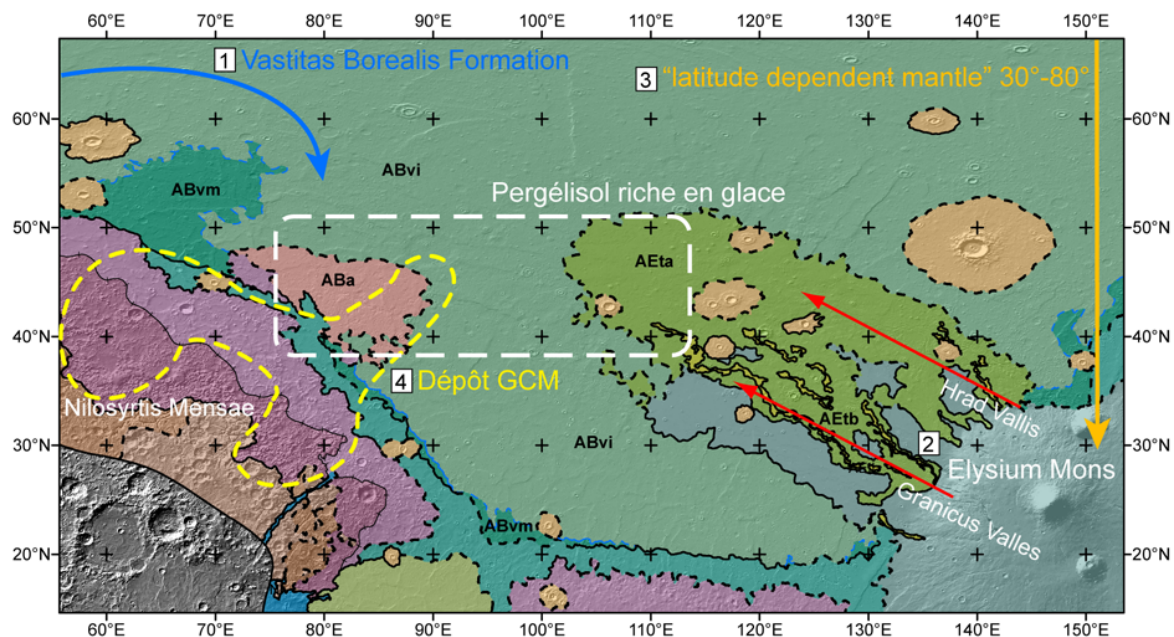


FIGURE 5.25 – Différentes origines des sédiments constituant le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia. Distribution approximative du pergélisol riche en glace (cadre blanc) superposée à la carte géologique de Tanaka et al. (2005). (1) Dépôt lacustre ou marin liés aux vallées de débâcles autour de Chryse Planitia et d'Amazonis Planitia ayant formé la Vastitas Borealis Formation (ABvi et ABvm) (Lucchitta et al., 1986; Chapman, 1994). (2) Dépôt fluviale lié aux vallées de débâcles d'Elysium Mons (AEta et AEtb) (Christiansen, 1989; De Hon, 1991). (3) Dépôt de glace et de poussière ayant formé le "latitude-dependent mantle" de Head et al. (2003). (4) Dépôt de glace et de poussière prédit par le GCM de Madeleine et al. (2009) (les contours représentent la zone de forte accumulation de $14-16 \text{ mm.an}^{-1}$ près d'Utopia Planitia).

5.4.2.1 Une origine lacustre/marine

Les vallées de débâcles de l'Hespérien situées le long de la dichotomie autour de Chryse Planitia et d'Amazonis Planitia ont pu former un océan global ou de vastes lacs dans les plaines nord de Mars et notamment dans le bassin d'Utopia Planitia (cf. chapitre 1 section 1.2.5.3) (Baker et al., 1991; Parker et al., 1993; Carr and Head, 2003). Ces derniers auraient déposé une grande quantité de sédiments formant la "Vastitas Borealis Formation" (VBF) qui est datée de

l'Amazonien inférieur dans Utopia Planitia (unités [ABvi](#), [ABvm](#) sur la Fig. 5.25) (Lucchitta, 1981; Hon, 1992; Chapman, 1994; Kreslavsky and Head, 2002a; Tanaka et al., 2005).

Ainsi, le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia pourrait être composé de sédiments lacustres ou marins déposés par les lacs ou l'océan global formés par les écoulements des vallées de débâcles hespériennes ([n° 1](#) Fig. 5.25). Le pergélisol a pu se former à la suite de l'évaporation ou du drainage des lacs ou de l'océan, lorsque les conditions froides ont provoqué le gel de ces sédiments. Le gel des sédiments a pu favoriser une ségrégation de glace importante générant une forte teneur en glace du pergélisol.

Cependant, bien que ces sédiments lacustres ou marins aient pu former un pergélisol contenant de la glace, il est peu probable qu'ils forment le pergélisol riche en glace superficiel d'Utopia Planitia car :

1) L'âge de ces sédiments étant Amazonien inférieur, ils sont plus anciens que la surface du pergélisol d'Utopia Planitia (Amazonien supérieur, cf. section 5.3.2). Il est possible que ces sédiments soient situés en profondeur car enfouis sous d'autres sédiments plus récents.

2) Le gel de ces sédiments lacustres ou marins conduirait à la formation d'un pergélisol épigénétique. Or, le pergélisol d'Utopia Planitia serait syngénétique : le dépôt des sédiments doit être progressif et synchrone à leur gel.

2) La distribution du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia ne correspond pas avec le centre du bassin d'Utopia Planitia où les lacs ou l'océan se seraient formés préférentiellement (Fig. 5.25). Ces sédiments constituent vraisemblablement le pergélisol profond à forte teneur en glace qui est mis en évidence par les cratères d'impact à éjecta lobés (Costard, 1989).

5.4.2.2 Une origine fluviale

Les vallées de débâcles de l'Amazonien supérieur incisant le flanc ouest d'Elysium Mons (Hrad, Granicus et Hebrus Valles...) ont déposé des sédiments dans le bassin d'Utopia Planitia (cf. chapitre 1 section 1.2.5.3) (De Hon, 1991; Chapman, 1994). Ces écoulements sont responsables des longs dépôts lobés (~ 1000 km) qui s'étendent depuis Elysium Mons jusqu'au centre du bassin d'Utopia Planitia (unités [AEta](#) et [AETb](#) Fig. 5.25) (Christiansen, 1989; Tanaka et al., 2005).

Il est possible que ces vallées de débâcles aient pu déposer des sédiments dans Utopia Planitia et former une plaine alluviale au sein du bassin de manière analogue aux plaines alluviales de la Léna en Sibérie ou du Mackenzie au Canada ([n° 2](#) Fig. 5.25) (Costard and Kargel, 1995). Le gel de ces sédiments fluviaux ou volcano-sédimentaires contenant de l'eau a pu conduire à la ségrégation de glace et à une teneur en glace en excès. En outre, les écoulements peuvent avoir charrié des masses de glace qui ont pu être incorporées dans les sédiments déposés. La formation du pergélisol syngénétique implique que les dépôts d'Elysium aient été déposés de manière périodique afin de former un pergélisol stratifié épais et riche en glace.

Si l'âge et l'origine fluviale des sédiments issus de ces vallées de débâcles concordent avec l'âge et la stratification complexe du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia, plusieurs points sont différents. Premièrement, la distribution géographique du pergélisol riche en glace dans Utopia Planitia ne recoupe que partiellement l'unité [AEta](#) démontrant que la formation du pergélisol ne serait pas uniquement liée à ces dépôts issus d'Elysium Mons (Fig. 5.17). Deuxièmement, la concentration des "scalped depressions" au sein de l'unité [AEta](#) est plus faible que dans les autres unités géologiques (cf. chapitre 4 section 4.1.2 bande 110 Fig. 4.3). Cette faible concentration des dépressions peut être expliquée par deux raisons. 1) Ces dépôts fluviaux constitueraient un pergélisol contenant peu de glace. Par conséquent leur dégradation thermokarstique a formé un faible nombre de dépressions. 2) Ces dépôts des vallées de débâcles

seraient postérieurs et recouvriraient en partie le pergélisol riche en glace et les dépressions d'Utopia Planitia.

Ainsi il semble que les écoulements issus des vallées d'Elysium Mons ne semblent pas expliquer à eux seuls le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia. Toutefois, il est possible que d'autres vallées de débâcles aient pu déposer des sédiments fluviatiles dans le bassin d'Utopia Planitia. Ces vallées peuvent ne pas avoir été encore découvertes ou avoir été recouvertes par d'autres sédiments postérieurs. L'incertitude concernant ces vallées de débâcles est de savoir si le cycle hydrologique peu important et épisodique durant l'Amazonien supérieur a été capable de former un pergélisol stratifié épais et riche en glace.

5.4.2.3 Une origine éolienne

Les moyennes et hautes latitudes de Mars seraient recouvertes par un "latitude-dependent mantle" formé par un dépôt de glace et de poussière lors de périodes de moyenne obliquité ($> 30^\circ$) de la planète (n° 3 Fig. 5.25 et cf. chapitre 1 section 1.2.4.2) (Soderblom et al., 1973; Mustard et al., 2001; Kreslavsky and Head, 2002b; Head et al., 2003). En outre, des simulations climatiques d'un GCM montreraient que lors de périodes de moyenne obliquité ($\sim 25^\circ$ - 35°) de Mars, la région près de la dichotomie martienne à l'ouest d'Utopia Planitia serait le lieu d'un important dépôt de glace et de poussière (n° 4 Fig. 5.25 et cf. chapitre 1 section 1.2.5.3) (Madeleine et al., 2009).

Il est possible que le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia puisse être constitué par des sédiments d'origine éolienne (n° 3-4 Fig. 5.25). En effet, la région du pergélisol riche en glace est proche de l'accumulation de glace/poussière de Madeleine et al. (2009) et tombe dans la bande latitudinale ($\sim 30^\circ$ - 80°) du "latitude-dependent mantle" de Head et al. (2003) (Fig. 5.25). Enfin, à l'ouest d'Utopia Planitia, l'unité ABa est interprétée comme étant un dépôt éolien riche en glace dont les limites géographiques seraient incertaines (ABa sur Fig. 5.25 et cf. chapitre 1 section 1.2.5.3) (Tanaka et al., 2005). La distribution du pergélisol riche en glace indépendamment de la topographie pourrait être due au recouvrement des reliefs par des sédiments éoliens.

Si les sédiments du pergélisol sont d'origine éolienne, alors ils pourraient être de deux types : niveo-éolien ou loessique. Tous deux caractérisent sur Terre des conditions climatiques froides et une forte activité éolienne (Hamelin and Cook, 1967; Tricart and Cailleux, 1967).

Les dépôts niveo-éoliens sont formés par accumulation de particules minérales (sable) et de neige formant des dépôts pouvant atteindre plusieurs de mètres d'épaisseur (Tricart and Cailleux, 1967; Washburn, 1973; Bourke et al., 2009). Les dépôts sont stratifiés et composés d'une alternance de couches de neige/glace et de couches de sable (Cailleux, 1978; Bourke et al., 2009).

Les loess sont des sédiments formés par accumulation de particules de la taille des silts en climat froids (à différencier des loess de désert chaud) (Smalley, 1966; Wright, 2001). Ces sédiments peuvent former des dépôts loessique très épais (plusieurs dizaines de mètres) en Europe, en Amérique du Nord et en Sibérie. Ils ont été mis en place lors de la dernière glaciation au Pléistocène (Tricart and Cailleux, 1967; Begét, 2001). Le dépôt de particules fines (du silt au limon) est due à la déflation éolienne dans différents environnements : les plaines proglaciaires où les produits d'abrasion des glaciers (farine glaciaire) peuvent être emportés mais aussi, les bassins sédimentaires, les plages ou même les déserts (Smalley, 1966; Tricart and Cailleux, 1967; Pye, 1995).

La différence principale entre ces deux types de sédiments (niveo-éolien ou loess) réside dans la granulométrie des particules minérales que malheureusement, nous ne pouvons pas es-

timer dans le cas d'Utopia Planitia. Cependant, les dépôts de loess ne présentant pas de stratification marquée, il semble que l'hypothèse de dépôts niveo-éoliens est plus à même d'expliquer la stratification complexe du pergélisol riche en glace.

Ainsi, dans Utopia Planitia le dépôt de sable (ou de silt) mélangé à de la glace ou de la neige pourrait avoir formé des dépôts niveo-éoliens (ou de loess) comportant des niveaux plus ou moins riches en glace. Le gel de ces sédiments lors de leur dépôt sous des conditions froides aurait conduit à la formation d'un pergélisol. La formation d'un pergélisol syngénétique implique que l'accumulation de sédiments éoliens ait été successive et qu'elle se soit produite sous des conditions climatiques froides. L'obtention d'une teneur de glace en excès peut être due : (i) à la ségrégation de glace si l'eau liquide était stable ou ; (ii) à l'incorporation de grandes quantités de glace ou de neige dans les sédiments et/ou ; (iii) la migration de fins films d'eau adsorbée formant des lentilles de glace (cf. section 5.3.3.3).

5.4.2.4 Conclusion

Ainsi, nous avons pu identifier deux origines possibles des sédiments composant le pergélisol dont la mise en place correspondrait aux caractéristiques (étendu, teneur en glace, âge, ...) du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia. Ces hypothèses de formation sont :

- Le dépôt de sédiments fluviaux par les vallées de débâcles des flancs ouest d'Elysium Mons de l'Amazonien supérieur
- Le dépôt de sédiments niveo-éoliens (ou loessiques) lors de changements climatiques récents contrôlés par les variations d'obliquité de Mars

Il est d'autant plus difficile de différencier ces deux origines que la région d'Utopia Planitia peut présenter des héritages morpho-climatiques compliquant la détermination de l'origine des sédiments. Toutefois, une origine éolienne des sédiments du pergélisol semble plus probable. Tout d'abord, au cours de l'Amazonien supérieur, l'activité éolienne a pu être prédominante par rapport aux autres processus (volcanique, fluviale) sur Mars (cf. chapitre 1 section 1.2.3.4). Ensuite, l'activité éolienne a pu être importante lors de l'augmentation de la circulation atmosphérique durant les variations d'obliquité de Mars. A l'inverse, l'activité fluviale a sans doute été seulement épisodique lors de l'Amazonien supérieur (cf. chapitre 1 section 1.2.3.4).

Néanmoins, il est possible que le pergélisol syngénétique d'Utopia Planitia puisse être composé de sédiments de différentes origines de la même manière que sur Terre (cf. chapitre 1 section 1.1.5.1). Ces différents dépôts dans Utopia Planitia pourraient avoir une teneur en glace potentiellement différente expliquant la distribution de certains modèles de dégradation. Par exemple, la plus grande concentration de "scaloped depressions" à faible diamètre à 50°N et 110°E pourrait être due à une plus forte teneur en glace à faible profondeur (cf. chapitre 4 section 4.1.2 bande 100 Fig. 4.2). De la même manière, la grande concentration de cavités à la jonction des polygones à l'ouest de l'unité ABa pourrait être due à une plus grande concentration en glace (cf. chapitre 4 section 4.4.2 Fig. 4.39).

5.5 Le pergélisol d'Utopia Planitia : marqueur d'une période glaciaire sur Mars ?

Sur Terre, la formation des pergélisols syngénétiques épais riches en glace se serait produite durant la dernière grande glaciation de la fin du Pléistocène lorsque les régions où se sont accumulés les sédiments n'étaient pas recouvertes par la calotte de glace (cf. chapitre 1 section 1.1.5.1 Fig. 1.9). En effet, la calotte de glace si elle est suffisamment épaisse, peut isoler thermiquement le sol sous-jacent, empêchant l'aggradation d'un pergélisol (French, 2007).

Dans Utopia Planitia, nous avons proposé que le pergélisol riche en glace soit formé par accumulation de sédiments lors de conditions froides. Est-il possible que le pergélisol d'Utopia Planitia se soit formé lors d'une période glaciaire ? Si c'est le cas, la formation du pergélisol est-elle associée à une calotte de glace ?

Afin de le déterminer, nous allons nous intéresser aux morphologies suggérant (directement ou indirectement) la présence de glaciations passées. En effet, Mars a vraisemblablement subi plusieurs épisodes glaciaires dictés par les variations de son orbite durant l'Amazonien supérieur (cf. chapitre 1 section 1.2.4.2). Les traces de ces périodes antérieures sont toujours observables à la surface de Mars. Nous allons exposer les différents épisodes glaciaires localisés dans les plaines nord et discuter leurs âges et les relations possibles avec le pergélisol d'Utopia Planitia.

5.5.1 Une relation possible avec les glaciations passées sur Mars

Sur Terre, les périodes glaciaires ont conduit à la formation d'une calotte polaire très importante. Sur Mars, il ne semble pas y avoir de preuves d'avancées de la calotte polaire nord vers les basses latitudes mais plutôt d'une redistribution latitudinale des réservoirs de glace (cf. chapitre 1 section 1.2.4.2).

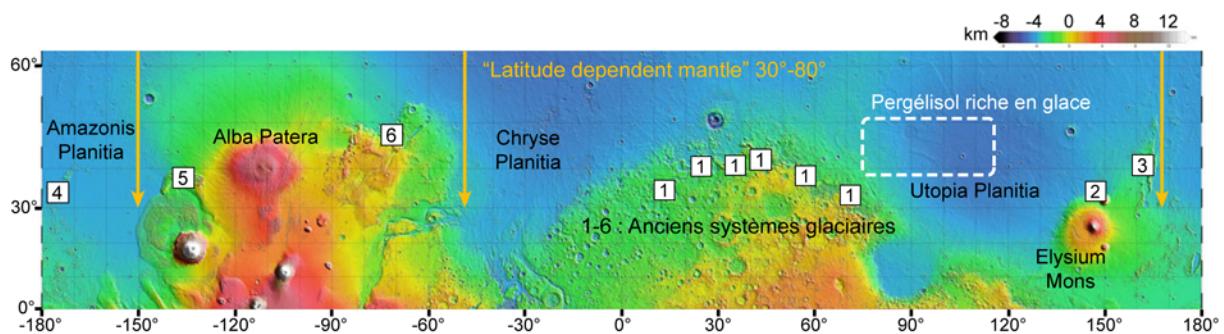


FIGURE 5.26 – Localisation des deux glaciations importantes survenues sur Mars à l'Amazonien supérieur. Le “latitude dependent mantle” formant un dépôt riche en glace et stratifié recouvrant les latitudes $\sim 30^{\circ}$ - 80° (Mustard et al., 2001; Head et al., 2003). La glaciation aux moyennes latitudes nord soulignée par la distribution latitudinale de vastes systèmes glaciaires anciens (glaciers de vallée et de piedmont) ($\sim 30^{\circ}$ - 50° N) : (1) Deuteronilus-Protonilus-Nilosyrtris Mensae, (2) Hecates Tholus, (3) Phlegra Montes, (4) Arcadia Planitia, (5) Acheron Fossae, (6) Tempe Terra, d'après Head and Marchant (2006b).

Les moyennes et hautes latitudes de Mars ($\sim 30^{\circ}$ - 80°) seraient recouvertes par un “latitude-dependent mantle” riche en glace et stratifié de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (Soderblom et al., 1973; Mustard et al., 2001; Kreslavsky and Head, 2002b; Head et al., 2003). Ce

dépôt aurait été formé lors de périodes de moyenne obliquité ($> 30^\circ$) de Mars par l'accumulation de glace et de poussière à ces latitudes (Richardson and Wilson, 2002; Haberle et al., 2003; Mischna et al., 2003). Cette variation d'obliquité de Mars aurait provoqué un important changement climatique qui aurait engendré une période glaciaire entre $\sim 0,4$ et $2,1$ Ma (Fig. 5.27) (Head et al., 2003). Lors du retour de Mars à faible obliquité ($< 30^\circ$), les moyennes latitudes ($\sim 30^\circ$ - 60°) aurait subi une dessiccation/dégradation importante ("dissected mantle") (Mustard et al., 2001).

Le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia et le "latitude-dependent mantle" présentent des caractéristiques similaires. Leur distribution géographique se recoupe en latitude ($\sim 30^\circ$ - 45°) et ils semblent tous deux contenir une forte teneur de glace et une stratification suggérant une origine potentiellement similaire (éolienne) (Fig. 5.26). Cependant, plusieurs points montrent que ces dépôts ne semblent pas associés mais plutôt, confirment que l'histoire récente de Mars est caractérisée par différents dépôts riches en glace :

1) L'âge des deux dépôts est différent, le pergélisol d'Utopia Planitia (~ 5 - 100 Ma et cf. Fig. 5.19) semble être relativement plus ancien que le "latitude-dependent mantle" (Fig. 5.27).

2) La dégradation des deux dépôts riches en glace est due à deux phases d'obliquité très différente : d'un côté, une phase de faible obliquité pour le "latitude-dependent mantle" et de l'autre côté, une phase de haute obliquité pour la dégradation du pergélisol d'Utopia Planitia.

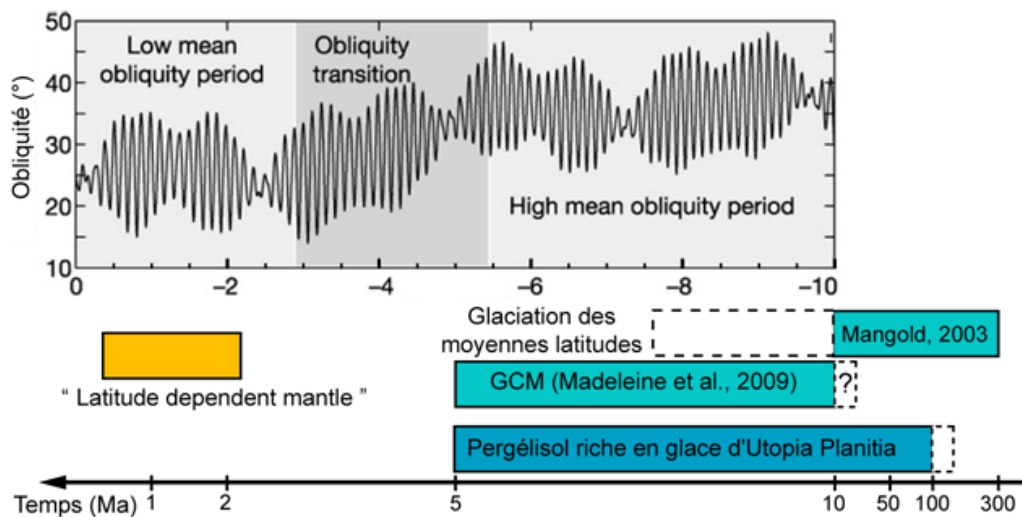


FIGURE 5.27 – Ages des deux glaciations importantes survenues sur Mars. Le "latitude-dependent mantle" se serait déposé lors de périodes de moyenne obliquité ($> 30^\circ$) de $0,4$ à $2,1$ Ma (Head et al., 2003). La glaciation aux moyennes latitudes nord se serait produite lors de périodes de moyenne obliquité (35°) (Head and Marchant, 2006b; Madeleine et al., 2009) et aurait un âge variant de ~ 10 à 300 Ma (Mangold, 2003).

Plusieurs régions des moyennes latitudes nord ($\sim 30^\circ$ - 50° N) de Mars présentent des morphologies d'origine glaciaire : des "lobate debris aprons" et des "lineated valleys fills" (n° 1-6 sur Fig. 5.26 et cf. chapitre 1 section 1.2.3.4) (Squyres, 1979; Lucchitta, 1981; Mangold, 2003; Milliken et al., 2003; Hauber et al., 2005; Head et al., 2006a; Head and Marchant, 2006b; Dickson et al., 2008; Hauber et al., 2008). Ces glaciers rocheux sont interprétés comme étant des anciens glaciers de vallée et de piedmont qui dans certaines régions, seraient connectés et formeraient de vastes systèmes glaciaires anciens (~ 100 km) analogues à la Terre (Head et al., 2006a; Dickson et al., 2008). Mangold (2003) a estimé pour des "lobate debris aprons" à Deuteronilus-Protonilus Mensae des âges variant entre ~ 10 et 300 Ma (Fig. 5.27). Toutefois,

ces âges sont potentiellement plus jeunes à cause de l'incertitude sur les courbes de cratérisation (Mangold, 2003).

Individuellement, ces morphologies peuvent être expliquées par la formation de glaciers régionaux mais tous ces systèmes de glaciers étant distribués selon la même bande latitudinale (30° - 50° N) et leurs âges étant similaires, il semble qu'une glaciation de grande échelle ait eu lieu aux moyennes latitudes nord (Head et al., 2006a; Head and Marchant, 2006b). Plusieurs arguments morphologiques et topographiques montrent que ces glaciers régionaux ont pu être très épais formant potentiellement des glaciers de plateaux locaux (Head and Marchant, 2006b). Leur épaisseur serait de l'ordre de ~ 900 - 1000 m à Protonilus Mensae (peut être ~ 2 - $2,5$ km) (Head et al., 2006a; Dickson et al., 2008) et de ~ 200 - 300 m au nord-ouest d'Elysium Mons (Chapman, 1994; Pedersen and Head, 2010).

En outre, comme nous l'avons vu, les simulations climatiques d'un GCM ont montré que lors de périodes de moyenne obliquité (35°), un dépôt important de glace et de poussière se serait produit aux moyennes latitudes nord de Mars (Fig. 5.26) (Madeleine et al., 2009). Ces accumulations auraient potentiellement formé des calottes de glace régionales de ~ 500 à 1000 m d'épaisseur dont la localisation concorderait avec la distribution des anciens systèmes glaciaires aux moyennes latitudes nord (Fig. 5.26) (Head and Marchant, 2006b; Madeleine et al., 2009).

Lors du retour de Mars à plus haute obliquité ($> 45^{\circ}$), ces dépôts riches en glace deviendraient instables et se sublimeraient. Cette succession de périodes de moyenne à haute obliquité se serait probablement déroulée entre 5 et 10 Ma (Fig. 5.27) (Madeleine et al., 2009).

La région du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia est proche de la zone de forte accumulation de glace de Nilosyrtris Mensae (n° 1 Fig. 5.26). Plusieurs points semblent montrer que cette glaciation a pu se former en même temps que le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia.

Premièrement, l'âge des deux dépôts coïncide en partie étant donné les incertitudes (Fig. 5.27).

Deuxièmement, la sublimation de ces deux dépôts riches en glace se produirait lors d'une période de haute obliquité. Par ailleurs, ce dépôt de glace et de poussière prédit par le GCM ne peut pas avoir conduit à la formation du pergélisol d'Utopia Planitia car il conduit à la formation d'une calotte de glace.

5.5.2 Un dépôt de sédiment dans Utopia Planitia contrôlé par la présence d'une calotte de glace

Il est possible que la formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia ait été influencé par ces calottes de glace régionales aux moyennes latitudes.

Sur Terre, il a été démontré que la présence d'une calotte de glace au Pléistocène avait pu contrôler les lieux d'accumulation du loess autour de cette dernière (Washburn, 1973; Péwé, 1975). La formation de la calotte entraînerait la formation d'un anticyclone glaciaire au dessus de celle-ci et de vents catabatiques qui influenceraient fortement la circulation atmosphérique des régions autour (Fig. 5.28) (Forman et al., 1992; Muhs and Bettis, 2000, 2003a).

La direction et la vitesse des vents seraient ainsi modifiées générant un transport important et un dépôt de fines particules dans des régions préférentiels (Lewis and Fosberg, 1982; Muhs and Bettis, 2003a). Cependant, pour l'instant, les simulations des GCM ne semblent pas pas encore assez précises pour expliquer la distribution des dépôts loessiques autour des anciennes calottes du Pléistocène (Fig. 5.28).

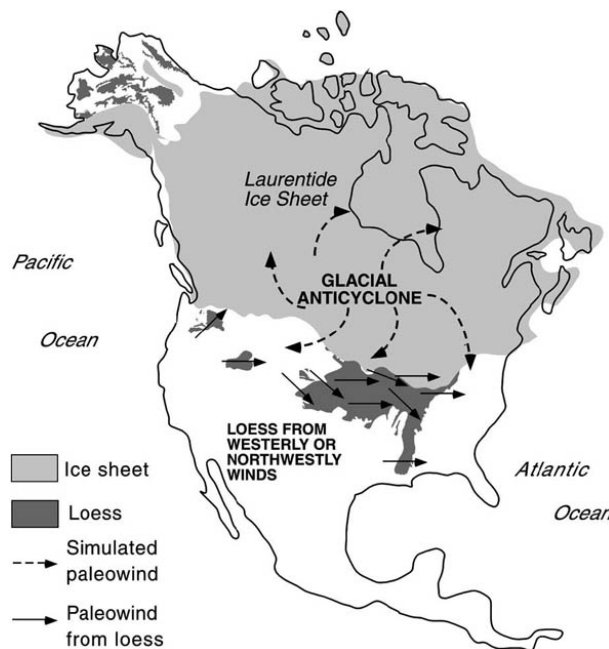


FIGURE 5.28 – Carte de la direction des vents aux abords de la calotte de glace Laurentide lors de la dernière glaciation au Pléistocène en Amérique du Nord. A noter la différence entre les directions des vents simulés par un GCM (COHMAP Members, 1988) et celles déduites à partir des dépôts de loess (Thorp and Smith, 1952; Péwé, 1975; Lewis and Fosberg, 1982; Pierce et al., 1983), d'après Muhs and Bettis (2000).

De façon similaire dans Utopia Planitia, il est possible que le vaste système de glaciers de vallées et de glaciers de plateaux autour de Deuteronilus-Nilosyrtis Mensae puisse influencer un transport éolien préférentiel de sédiments vers Utopia Planitia. D'après le GCM, lors de l'accumulation de glace à 35° d'obliquité formant une calotte de glace régionale à la dichotomie, les vents à 5-6 km d'altitude auraient une direction vers l'est, soit en direction du bassin d'Utopia Planitia (Fig. 5.29).

Ces vents posséderaient une vitesse d'environ 20-25 m.s⁻¹ et seraient donc tout à fait capables de transporter des particules minérales (cf. chapitre 4 section 4.4.5.2). En outre, toujours

d'après le GCM, la vitesse de ces vents forts diminue brusquement au niveau d'Utopia Planitia (Fig. 5.29).

Ainsi, nous suggérons qu'il est possible que les vents passant au dessus de la calotte de glace de Deuteronilus-Nilosyrtris Mensae, puissent transporter des particules minérales et de glace. Ensuite, la diminution brutale de vitesse lorsque les vents arrivent à l'ouest d'Utopia Planitia pourrait provoquer un dépôt de ces particules formant des dépôts niveo-éoliens. Toutefois, le GCM ne simulant pas la direction des vents à la surface de la calotte de glace (vents catabatiques), il conviendrait d'étudier à l'échelle régionale si ces vents peuvent induire un transport important de particules de sable et de glace.

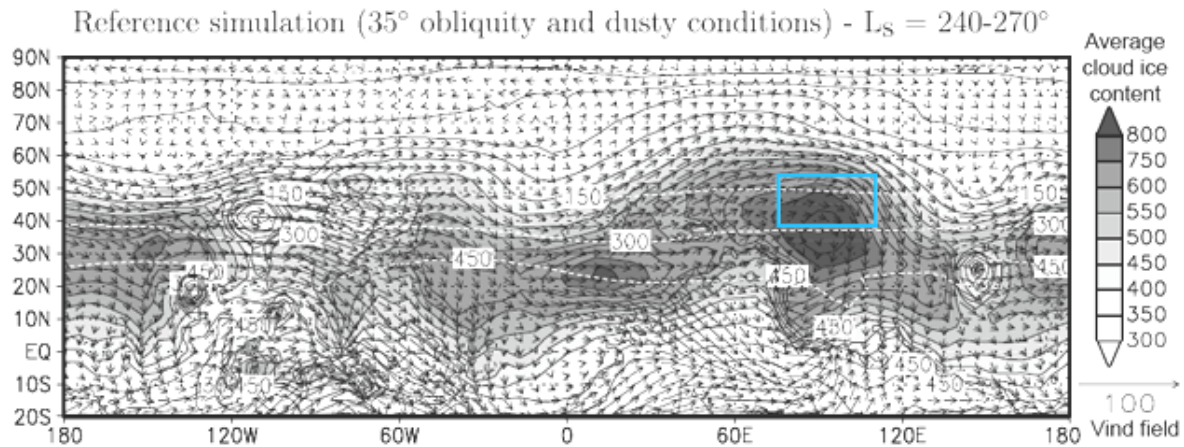


FIGURE 5.29 – Carte des vents à une altitude de 5-6 km (flèche : direction et vitesse des vents en m.s^{-1}) et de la concentration en glace des nuages (zone grisée : en micron précipitable) simulées par le GCM lors d'une période de 35° d'obliquité de Mars et une atmosphère chargée en poussière, d'après Madeleine et al. (2009). Le rectangle bleu représente la localisation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia.

5.5.3 Une formation du pergélisol lors de périodes de moyenne obliquité de Mars

La formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia se serait donc produite en même temps que la calotte de glace régionale épaisse à Deuteronilus-Nilosyrtris Mensae. Ces deux dépôts se seraient formés lors d'une obliquité moyenne (35°) et auraient ensuite subi une sublimation de la glace de sol importante lors du retour de Mars à haute obliquité (45°). Les deux dépôts ayant un âge d'environ ~ 5 -100 Ma, il est possible qu'ils se soient formés durant la phase de ~ 5 à 10 Ma où l'obliquité de Mars a varié cycliquement entre des valeurs moyennes de $\sim 35^\circ$ et des valeurs hautes de $\sim 45^\circ$ (Fig. 5.30a).

Dans le chapitre 4 (cf. section 4.5.3), nous avons suggéré que la dégradation pourrait s'être produite selon trois phases de forte insolation (1-3 Fig. 5.30b). Par conséquent, la période de formation du pergélisol a pu avoir lieu avant ces périodes de dégradation lorsque l'obliquité de Mars était moyenne ($\sim 35^\circ$) (trait bleu Fig. 5.30a).

Or, d'après les simulations de Madeleine et al. (2009), à moyenne obliquité, la préservation de la calotte de glace en été est dépendante de l'excentricité de Mars. Plus l'excentricité est importante et plus les dépôts de glace sont préservés en été (peu de sublimation) (Madeleine et al., 2009).

Par conséquent, la formation d'une calotte de glace serait favorisée lors de haute excentricité, sans doute pour des valeurs $\gtrsim 0,1$ (Madeleine et al., 2009). Il est possible qu'il en soit de même pour la formation du pergélisol d'Utopia Planitia. En effet, la préservation de dépôts niveo-éoliens possibles riches en glace, et donc l'aggradation d'un pergélisol syngénétique dans Utopia Planitia, va dépendre de la sublimation en été de la glace après le dépôt.

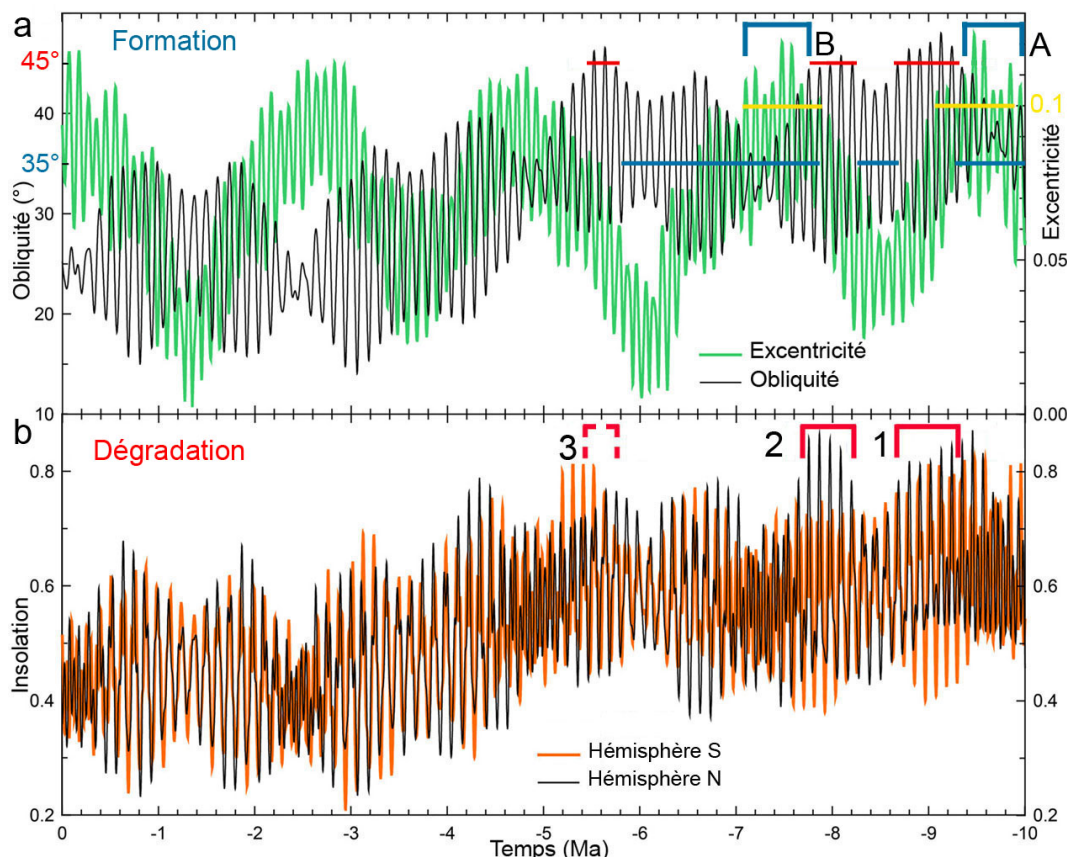


FIGURE 5.30 – (a) Variation de l'obliquité et de l'excentricité de Mars durant les derniers 10 Ma d'après Laskar et al. (2004). (trait bleu) Période où l'obliquité de Mars a été moyenne ($\sim 35^\circ$). (trait jaune) périodes où l'excentricité de Mars a été $\gtrsim 0,1$. (A à B) Périodes de formation possible du pergélisol d'Utopia Planitia correspondant à des périodes de moyenne obliquité ($\sim 35^\circ$) et d'excentricité importante ($\gtrsim 0,1$). (b) Insolation moyenne journalière maximale pendant une année sur Mars calculée d'après les données orbitales par Kreslavsky et al. (2008). Les périodes (1 à 3) correspondraient aux périodes de dégradation possible du pergélisol d'Utopia Planitia. Modifié d'après Kreslavsky et al. (2008).

Par conséquent, nous suggérons que la formation du pergélisol syngénétique serait favorisée lors d'une période de moyenne obliquité ($\sim 35^\circ$) et lors d'excentricité importante (peut être $\gtrsim 0,1$) (crochet bleu Fig. 5.30a).

Ces périodes réunissant ces conditions pourraient être de $\sim 9,4$ à 10 Ma (période A) et de $\sim 7,1$ à $7,8$ Ma (période B) (crochet bleu Fig. 5.30a). La période A semble la plus probable car elle précède deux périodes possibles de dégradation où il y aurait un fort pic d'insolation (crochet rouge 1 et 2).

5.6 Estimation des conditions climatiques lors de la formation et de la dégradation du pergélisol riche en glace

Nous avons proposé dans ce chapitre 5 que le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia se soit formé par accumulation de sédiments lors de conditions froides durant une période glaciaire.

En outre, dans le chapitre 4, nous avons montré que ce pergélisol avait subi une dégradation thermokarstique ultérieure due à une augmentation de l'insolation lors d'une période de réchauffement climatique. Le pergélisol d'Utopia Planitia a donc enregistré deux périodes climatiques différentes : une période froide glaciaire et une période plus chaude interglaciaire. Toutefois, les conditions climatiques lors de ces deux périodes ne sont pas connues.

Nous proposons d'utiliser les polygones pour estimer les conditions paléoclimatiques. Cette estimation se fera par rapport aux conditions climatiques actuelles sur Mars. Le but ici est d'estimer les conditions paléoclimatiques pour comprendre l'intensité des changements climatiques ayant amené à la formation et à la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia.

5.6.1 Les polygones de contraction thermique comme proxy pour la détermination des paléoclimatiques périglaciaires

L'étude des polygones dans les régions périglaciaires actuelles a permis d'établir la présence d'un pergélisol au Pléistocène en Europe et en Amérique du Nord grâce notamment à l'identification de polygones de contraction-thermique "fossiles" (Fig. 5.31) (Tricart and Cailleux, 1967; Washburn, 1973). En effet sur Terre, les polygones de contraction thermique sont parmi les modèles les plus fréquents dans les régions périglaciaires à pergélisol continu (Washburn, 1973; Black, 1976a; French, 2007). Parmi les modèles périglaciaires de la région d'Utopia Planitia, le réseau de polygones est le plus révélateur de la présence d'un pergélisol.

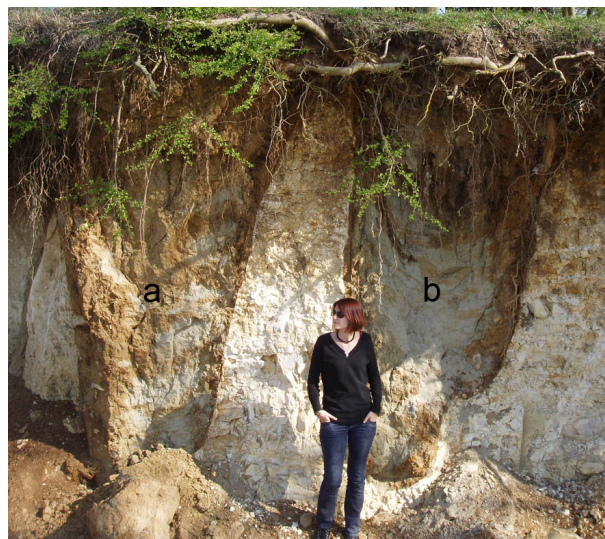


FIGURE 5.31 – Coins de glace fossiles (a et b) du Pléistocène de la région d'Amiens témoignant d'un climat périglaciaire à cette époque dans le nord de la France (photo A. Le Barze).

Sur Terre, les reconstructions paléoenvironnementales au Quaternaire sont basées sur l'utilisation de plusieurs modèles comme "indicateurs de climat périglaciaire" (Washburn, 1973;

Matsuoka, 2011). Parmi eux, les polygones à coins “fossiles” sont le plus souvent utilisés pour l’estimation des paléoclimats (Fig. 5.31) (Harry and Gozdzik, 1988; Murton et al., 2000). En effet, les polygones de contraction thermique ne se développent qu’en réponse de conditions climatiques favorables et peuvent devenir inactifs lors du changement de ces conditions (Washburn, 1973; Black, 1976b). Ainsi, la morphologie des polygones reflètent les conditions climatiques durant lesquelles ils se sont formés (Washburn, 1973; Black, 1976b).

Les polygones se forment en hiver sous des températures de l’air froides (entre ~ -25 et -40 °C) mais surtout, lors d’une chute brutale des températures (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3). C’est la rapidité et l’intensité de la chute des températures en hiver (amplitude de températures) ainsi que la teneur en glace qui déclenchent la contraction thermique (Black, 1976b).

En fonction des conditions climatiques durant la formation des polygones, les fentes en coin peuvent être remplies par différents matériels (cf. section 5.1) (Péwé, 1963; Tricart and Cailleux, 1967; Washburn, 1973). En outre, la forme et le diamètre des polygones peuvent refléter leur type de formation et donc, les conditions climatiques lors de leur formation (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3).

De la même manière que sur Terre, les polygones de contraction thermique peuvent être utilisés dans Utopia Planitia afin d’estimer les conditions climatiques lors de leur formation. Malheureusement, dans Utopia Planitia où nous ne connaissons ni la granulométrie du pergélisol, ni la teneur exacte en glace, il peut être difficile de faire une analogie avec la Terre. La présence de polygones dans Utopia Planitia montre que : (i) le pergélisol est continu ; (ii) le sol contient suffisamment de glace pour être cimenté ; (iii) les conditions climatiques ont été très en dessous de 0°C ($\leq -25^{\circ}\text{C}$) en hiver pour déclencher la contraction thermique.

Basé sur les connaissances de la formation des polygones sur Terre, nous proposons d’utiliser la morphologie des polygones d’Utopia Planitia pour estimer : (i) les conditions d’humidité grâce à la nature des coins des polygones et, (ii) la gamme de températures grâce au diamètre des polygones. Toutefois, il convient de préciser que nous n’allons pas donner de valeurs d’humidité ou de températures dans cette étude. A partir de notre étude, nous allons caractériser qualitativement les conditions paléoclimatiques par rapport aux conditions climatiques actuelles de Mars.

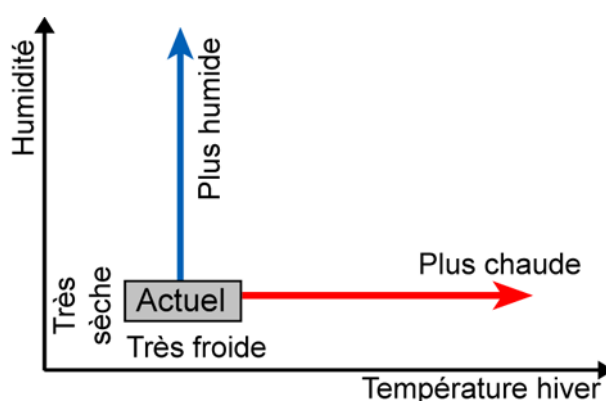


FIGURE 5.32 – Caractérisation des conditions paléoclimatiques d’Utopia Planitia par rapport aux conditions actuelles “très sèches” et “très froides” de Mars.

Nous allons donc prendre comme référence les conditions actuelles sur Mars afin de caractériser les possibles changements climatiques survenus (températures, humidité). Mars est qualifié de désert froid et sec, les conditions actuelles extrêmes sont très sèches et très froides

(cf. chapitre 1 section 1.2.1.2 Fig. 1.27). Il est possible que les paléoconditions d'Utopia Planitia ont été par le passé relativement plus chaudes (flèche rouge Fig. 5.32) et/ou, relativement plus humides que les conditions actuelles sur Mars (flèche bleu Fig. 5.32).

5.6.1.1 La nature des coins des polygones comme indicateur des conditions d'humidité en hiver

La nature des coins des polygones peut donner des informations sur les conditions climatiques lors la formation de ceux-ci. Sur Terre les fractures en coin peuvent être remplies par différents types de matériel dépendant des conditions environnementales (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3) (Péwé, 1963; Tricart and Cailleux, 1967; Washburn, 1973; Black, 1976a; Mackay and Matthews Jr., 1983; Mackay, 1997; Schirrmeyer et al., 2002) :

- De l'eau liquide issue de la fonte de glace ou de neige formant des coins de glace lors de conditions climatiques relativement chaudes ($T^{\circ} > 0^{\circ}\text{C}$) et humides (Fig. 5.33a) (Black, 1952; Mackay, 1997; Fortier and Allard, 2005)
- De la neige, de la glace ou la condensation de vapeur d'eau formant des coins de glace lors de conditions climatiques relativement plus froides et sèches que précédemment (Fig. 5.33b) (Black, 1976b; French and Guglielmin, 2000; Meyer et al., 2002; Schirrmeyer et al., 2002; Raffi and Stenni, 2011)
- Des particules minérales (du silt au sable) issues de transport par le vent formant des coins de sable lors de conditions climatiques froides et sèches soumises à une activité éolienne relativement importante (Fig. 5.33c) (Péwé, 1959; Tricart and Cailleux, 1967; Black, 1976b; Murton et al., 2000)
- Des particules minérales et de l'eau liquide ou de la glace (infiltration neige ou condensation vapeur d'eau) formant des coins composites lors de conditions climatiques variant de humides/chaudes à sèches/froides respectivement (Fig. 5.33d) (Washburn, 1973; Black, 1976b; Mackay and Matthews Jr., 1983)

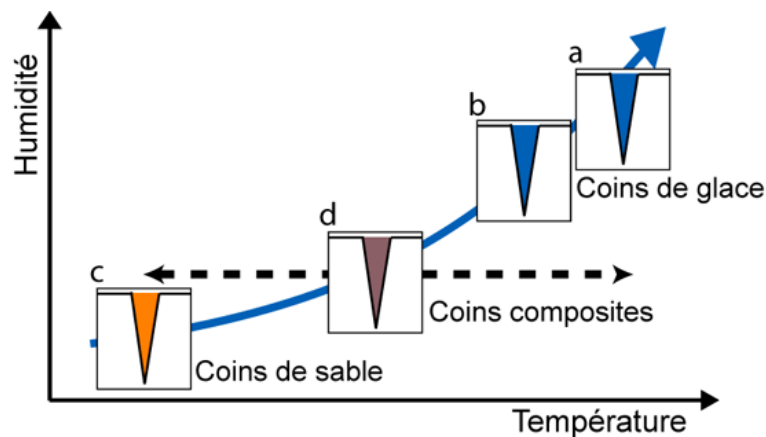


FIGURE 5.33 – Variations des conditions d'humidité en fonction de la nature des coins des polygones.

L'estimation de la teneur en glace des coins des polygones est essentielle pour contraindre les conditions climatiques. Nous allons nous servir de notre étude de la formation des polygones (cf. section 5.1) afin d'estimer les conditions d'humidité.

5.6.1.2 Le diamètre des polygones comme indicateur de la gamme de températures en hiver

Sur Terre, le diamètre des polygones dépend principalement de l'intensité du refroidissement en hiver (amplitude des températures) et de la profondeur de la couche active, mais également, des propriétés physiques du sol comme la granulométrie et la teneur en glace (cf. chapitre 1 section 1.1.5.3) (Lachenbruch, 1962; Mackay, 2000; Plug and Werner, 2001). Les températures de Mars qui sont plus froides que sur Terre rendraient théoriquement le pergélisol martien plus cassant et donc moins déformable que sur Terre (Mellon, 1997). Les polygones formés seraient plus petits que sur Terre (Mellon, 1997; El Maarry et al., 2010). En effet, selon les modèles, les températures actuelles de Mars ne permettent pas de former des polygones de diamètre $> 30\text{-}50\text{ m}$ (Mellon et al., 2008; El Maarry et al., 2010).

Malheureusement, il n'est pas possible d'estimer directement à partir du diamètre des polygones une température. Cependant, en comparant le diamètre moyen des polygones d'Utopia Planitia avec celui des polygones ($\sim 3\text{-}30\text{ m}$) aux hautes latitudes des plaines nord, dont la formation est relativement bien modélisée sous les conditions actuelles (températures actuelles et épaisseur de la couche anhydre entre $2\text{-}10\text{ cm}$) (Mellon, 1997; Mellon et al., 2008; El Maarry et al., 2010), nous pouvons estimer de façon relative les paramètres qui ont pu contrôler le diamètre des polygones d'Utopia Planitia.

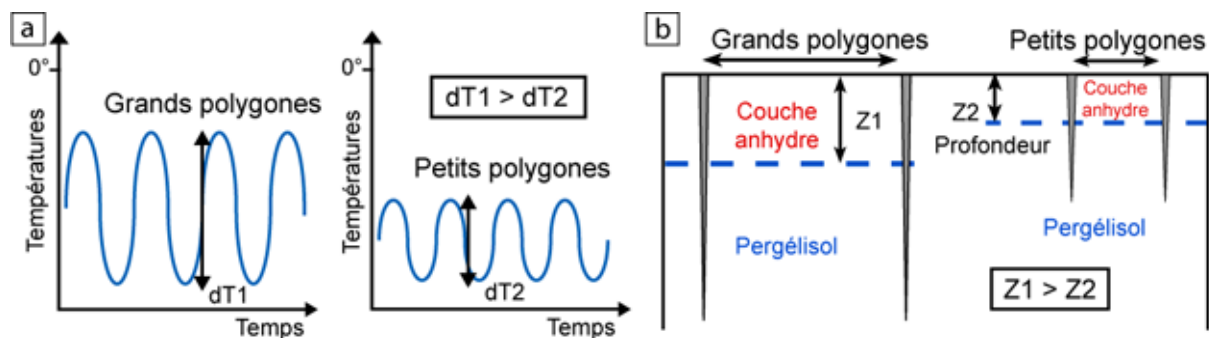


FIGURE 5.34 – Variation du diamètre des polygones (espacement des fractures D) en fonction de (a) la variation des amplitudes de températures (dT) et de (b) la variation de l'épaisseur de la couche anhydre (Z).

Pour cela, nous supposons que les propriétés physiques du pergélisol d'Utopia Planitia et des polygones modélisés sont les mêmes car les modèles utilisent des paramètres tirés de l'étude du site de Viking 2 dans Utopia Planitia. Ainsi, la différence de diamètre entre les polygones d'Utopia Planitia et ceux modélisés aux hautes latitudes va dépendre principalement de (i) l'amplitude des températures en hiver (intensité du refroidissement) et de, (ii) l'épaisseur de la couche anhydre (Mellon et al., 2008; El Maarry et al., 2010) :

- Plus l'amplitude des températures est importante en hiver et plus le diamètre des polygones est important (Fig. 5.34a).
- Plus la couche anhydre est épaisse et plus le diamètre des polygones est important (Fig. 5.34b).

Néanmoins, l'amplitude des températures ($T_{\max} - T_{\min}$) ne donne pas en elle-même d'indication sur la température absolue en hiver. Toutefois en comparant le diamètre de deux polygones, il est possible d'estimer de façon relative la gamme de température en hiver.

Par exemple, si le diamètre d'un polygone est plus grand que celui des polygones se formant sous les conditions actuelles alors :

(a) L'épaisseur de la couche anhydre aurait été plus importante. L'approfondissement de la couche anhydre serait due à une augmentation de la température du sol. Cette dernière peut être causée par une augmentation des température de l'air.

(b) L'amplitude des températures ($T_{\max} - T_{\min}$) en hiver aurait été plus importante (Fig. 5.35). Or, les températures actuelles étant considérées comme extrêmement froides (cf. chapitre 1 section 1.2.1.2), il est possible que la température la plus froide actuelle (T_{\min}) représente une valeur minimale. Dans le cas de l'augmentation de l'amplitude des températures, si la T_{\min} ne peut pas être plus basse qu'actuellement (voir T_{\min} minimale Fig. 5.35) alors la température maximale (T_{\max}) doit être plus importante (voir T_{\max} Fig. 5.35). Ainsi, les écarts thermiques en hiver seraient plus importantes et la température moyenne en hiver approximativement plus importante qu'actuellement (voir dT_2 Fig. 5.35).

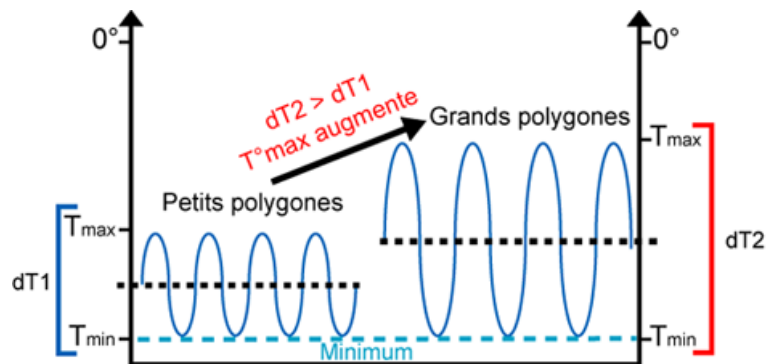


FIGURE 5.35 – Exemple d'une augmentation de diamètre des polygones due à une augmentation de l'amplitude des températures ($T_{\max} - T_{\min}$). Si la température minimale T_{\min} ne peut pas être plus basse qu'actuellement alors l'augmentation de l'amplitude est due à une température maximale (T_{\max}) plus importante.

5.6.1.3 Les conditions climatiques lors de la formation des polygones inter-dépressions

Premièrement, les coins des polygones seraient composés d'un mélange de particules minérales et de glace (coins composites) (cf. section 5.1.1). Ces coins ont pu se former lorsque les conditions climatiques étaient relativement humides pour permettre le remplissage des fractures par de la glace ou de l'eau liquide (cf. section 5.6.1.1). Par contre, il est difficile de savoir si l'eau liquide ou la glace ont rempli les fentes en coin pour cimenter les particules minérales. En outre, il est nécessaire de supposer une activité éolienne relativement importante (cf. section 5.6.1.1).

Ainsi, les conditions climatiques lors de la formation des polygones semblent avoir été relativement plus humides qu'actuellement et soumises à une activité éolienne relativement importante (Fig. 5.36).

Deuxièmement, le diamètre des polygones inter-dépressions (~ 100 m) est supérieur au diamètre ($\sim 3-30$ m) prédit par les modèles sous les conditions actuelles de Mars (Mellon et al., 2008; El Maarry et al., 2010). Leur formation s'est donc sans doute produite sous des conditions climatiques différentes de celles actuelles aux hautes latitudes. Leur plus grand diamètre peut être dû à : (i) une amplitude des températures plus importante et/ou (ii) une couche anhydre plus épaisse qu'actuellement (cf. section 5.6.1.2). L'augmentation de l'amplitude des températures et de l'épaisseur de la couche anhydre peut être causée par des écarts thermiques plus important qu'actuellement (Fig. 5.34 et 5.35).

Ainsi, la formation de ces grands polygones s’est sans doute produite lors de températures moyennes en hiver relativement plus importantes qu’actuellement (Fig. 5.36).

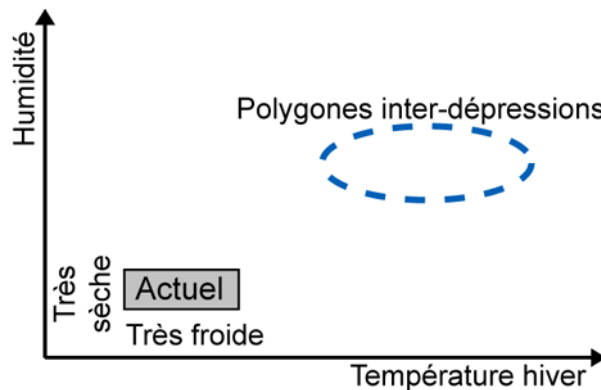


FIGURE 5.36 – Estimation des conditions paléoclimatiques lors de la formation des polygones inter-dépressions par rapport aux conditions actuelles de Mars.

Par ailleurs, la subdivision des grands polygones par des fractures orthogonales plus fines peut montrer que des fractures secondaires se sont formées (Fig. 5.3). Ce changement de diamètre des polygones peut être dû à : (i) une redistribution des contraintes à l’intérieur des polygones primaires ou, (ii) un changement des conditions climatiques (Black, 1976a; Mackay, 2000; Mellon et al., 2008; El Maarry et al., 2010). Les subdivisions formant approximativement des polygones secondaires de l’ordre $\sim 30\text{-}40$ m, cette nouvelle génération de fractures a pu se former lors de conditions plus froides que celles ayant formé les polygones primaires. Leur petit diamètre étant similaire au diamètre des polygones censés se former actuellement, il est possible que ces fractures secondaires se soient formées récemment.

5.6.1.4 Les conditions climatiques lors de la formation des polygones intra-dépressions

Premièrement, les coins des polygones seraient composés de glace (coins de glace) ou d’un mélange de particules minérales et d’une grande quantité de glace (coins composites à forte teneur en glace) (cf. section 5.1.2). Ces coins ont pu se former lorsque les conditions climatiques étaient relativement humides pour permettre le remplissage des fractures par de l’eau liquide ou de la glace (cf. section 5.6.1.1). Par contre, il est encore une fois difficile de différencier ces deux types de remplissage.

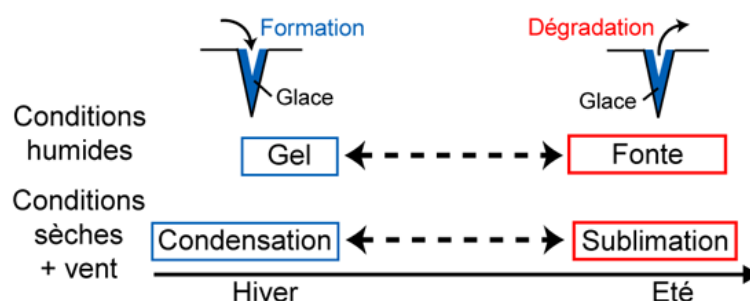


FIGURE 5.37 – Processus de formation/dégradation des coins de glace ou coins composites en fonction des conditions climatiques.

Or, nous avons montré que la dégradation des polygones était due à la sublimation de la

glace (cf. chapitre 4 section 4.2.2.3). La formation et la dégradation des polygones se produisant simultanément au fond des “scalloped depressions”, ces deux processus se déroulent donc selon les mêmes conditions climatiques (Fig. 5.37). Par conséquent, nous suggérons les conditions climatiques lors de la formation des polygones étaient sans doute relativement sèches, ne permettant pas à l'eau liquide d'être stable (Fig. 5.37). Dans ce cas, la question est de savoir comment former des coins de glace ou des coins composites si les conditions climatiques impliquaient une sublimation.

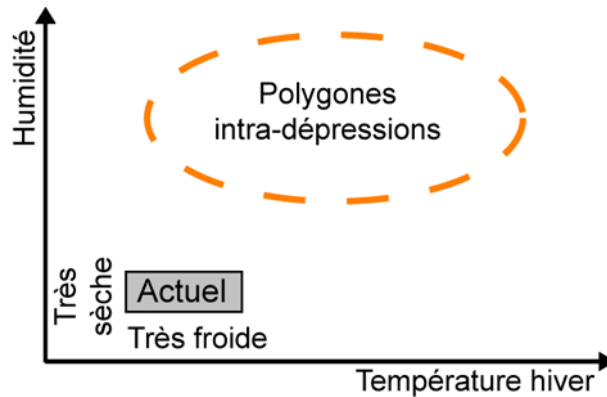


FIGURE 5.38 – Estimation des conditions paléoclimatiques lors de la formation des polygones intra-dépressions par rapport aux conditions actuelles de Mars.

Contrairement à ce qui est largement répandu dans la communauté planétaire, l'humidité de l'atmosphère ou les températures ne doivent pas nécessairement être élevées pour permettre la formation de coins de glace. En effet, les veines de glace dans les fractures peuvent être formées par infiltration de neige, condensation de vapeur d'eau, ou accumulation de givre sous des conditions sèches et froides (cf. section 5.6.1.1) (Black, 1976b; French and Guglielmin, 2000; Meyer et al., 2002; Schirmer et al., 2002). Par exemple, dans certaines régions de l'Arctique ou des vallées McMurdo en Antarctique, la condensation de vapeur d'eau et la sublimation de la glace jouent un rôle important dans la formation de certains polygones à coins de glace (French and Guglielmin, 2000; Meyer et al., 2002; Schirmer et al., 2002; Raffi and Stenni, 2011; St-Jean et al., 2011).

Ainsi, basées sur notre interprétation de conditions permettant la sublimation et sur la présence de glace dans les coins des polygones intra-dépressions, nous proposons deux origines possibles afin de former des coins avec une forte teneur en glace :

- La condensation de vapeur d'eau formant du givre à l'intérieur des fentes en coin peut conduire à la formation d'une veine de glace.
- L'infiltration de glace/neige dans les fentes en coin eut conduire à la formation d'une veine de glace.
- Si les fentes en coins ont été remplies par du sable en même temps que la condensation de vapeur d'eau ou l'infiltration de glace/neige, un coin composite peut se former.

Ces hypothèses de formation des coins de glace ou composites sont en accord avec les modélisations de diffusion de la vapeur d'eau entreprises par Fisher (2005). Aux hautes latitudes de Mars, la contraction thermique associée à la condensation de vapeur d'eau dans les fractures sous les conditions actuelles pourraient former de larges quantités de glace dans le pergélisol en quelques millions d'années (Fisher, 2005).

Ainsi pour former des coins de glace ou des coins composites sous des conditions impliquant la sublimation, les conditions climatiques devaient être suffisantes pour permettre la conden-

sation de vapeur ou l'infiltration de glace dans les fentes en coin. Les conditions d'humidité étaient donc relativement plus importante qu'actuellement (Fig. 5.38). La teneur en glace des coins de ces polygones apparaissant plus forte que ceux des coins composites des polygones inter-dépressions, les conditions d'humidité ont pu être relativement plus importantes que pour ces derniers.

Deuxièmement, le diamètre des polygones intra-dépressions (~ 6 m) est dans la gamme de valeurs de diamètre (~ 3 -30 m) prédit par les modèles sous les conditions actuelles de Mars (Mellon et al., 2008; El Maarry et al., 2010). Leur formation s'est donc sans doute produite sous des conditions climatiques proches de celles actuelles. Le faible diamètre des polygones peut être dû à : (i) des faibles amplitudes de températures et/ou (ii) une faible épaisseur de la couche anhydre (cf. section 5.6.1.2).

Au fond des dépressions, la formation et la dégradation concomitantes des polygones semblent indiquer que la couche anhydre serait relativement mince. Cette faible épaisseur de la couche anhydre peut être due à la dégradation en continue du pergélisol à l'intérieur des dépressions et non à des températures en hiver aussi faibles qu'actuellement (Fig. 5.34). En outre la faible amplitude de variations des températures n'indique par forcément une gamme de températures aussi basses qu'actuellement. La température maximale (T_{max}) et minimale (T_{min}) peuvent être plus élevées qu'actuellement et générer une faible amplitude de températures (Fig. 5.39). Or, la déstabilisation thermique du pergélisol étant synchrone à la formation des polygones, la température moyenne en hiver était sans doute plus élevée qu'actuellement (Fig. 5.38).

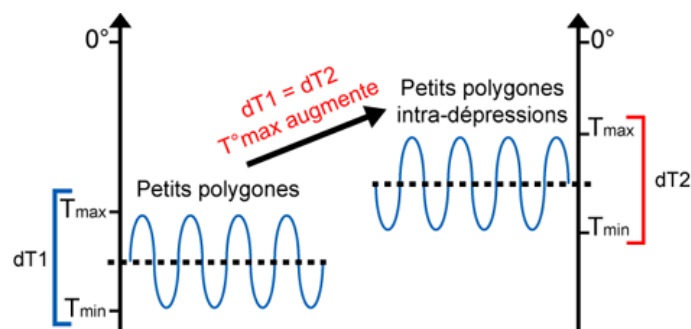


FIGURE 5.39 – Le faible diamètre des polygones intra-dépressions peut être causé par une amplitude de variations des températures ($dT = T_{max} - T_{min}$) aussi faibles qu'actuellement. Toutefois une faible amplitude n'implique pas forcément une gamme de températures basses. T_{max} et T_{min} peuvent être plus élevées qu'actuellement mais générer une faible amplitude de températures.

Ainsi, nous pensons qu'il est difficile d'estimer correctement la gamme de températures en hiver dans le cas des polygones intra-dépressions. Les températures peuvent avoir été plus importantes ou similaires à celles actuelles.

5.6.1.5 Conclusion

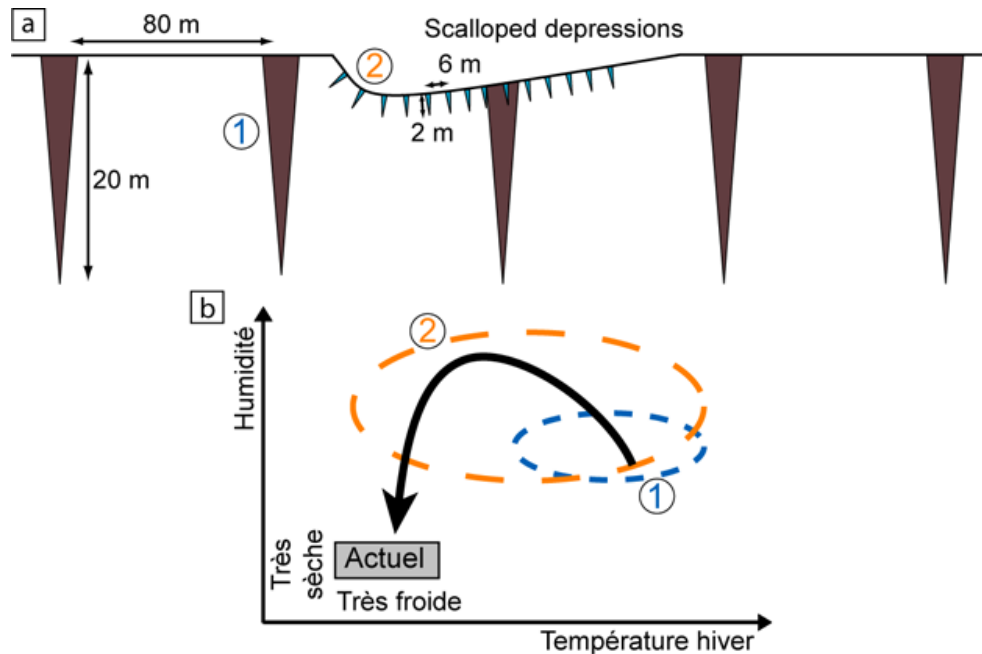


FIGURE 5.40 – (a) Coupe schématique de la géométrie des coins des polygones inter-dépressions (1) et intra-dépressions (2). Les échelles verticales et horizontales ne sont pas les mêmes. La largeur des coins n'est pas représentée ici. Les couleurs soulignent les teneurs en glace différentes. (b) Estimation des paléoconditions climatiques durant la formation des polygones inter-dépressions (période 1) et durant celle des polygones intra-dépressions (période 2). La flèche noire indique l'évolution temporelle des conditions climatiques de la période (1) à (2).

Ainsi, les deux réseaux de polygones d'Utopia Planitia représentent deux générations de polygones ayant des caractéristiques morphologiques différentes (Fig. 5.40a). Ces deux types de polygones se seraient formés lors de conditions climatiques différentes :

1. Les polygones inter-dépressions (diamètre de ~ 100 m et coins composites) se seraient formés lors d'une période où les conditions climatiques en hiver étaient relativement moins sèches et moins froides qu'actuellement (1 sur Fig. 5.40b). En outre, il semble que l'activité éolienne ait été relativement importante.
2. Les polygones intra-dépressions (diamètre de ~ 6 m et coins de glace ou composites) se seraient formés lors d'une période où les conditions climatiques en hiver étaient relativement moins sèches et moins froides qu'actuellement (2 sur Fig. 5.40b). Par ailleurs, les conditions d'humidité semblent avoir été plus importantes que lors de la formation des polygones inter-dépressions.

A noter que lors de la formation des polygones inter-dépressions les conditions climatiques étaient plus sèches que lors de la formation des polygones intra-dépressions (1 à 2 sur Fig. 5.40b).

Les polygones inter-dépressions étant antérieurs au "scalloped depressions" et les polygones intra-dépressions étant concomitants aux dépressions, les conditions climatiques estimées à partir de leur morphologie reflètent deux périodes climatiques associées au pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia.

1. Les polygones inter-dépressions syngénétiques attestent de conditions lors de la formation du pergélisol (Fig. 5.41).
2. Les polygones intra-dépressions épigénétiques attestent de conditions lors de la dégradation du pergélisol (Fig. 5.41).

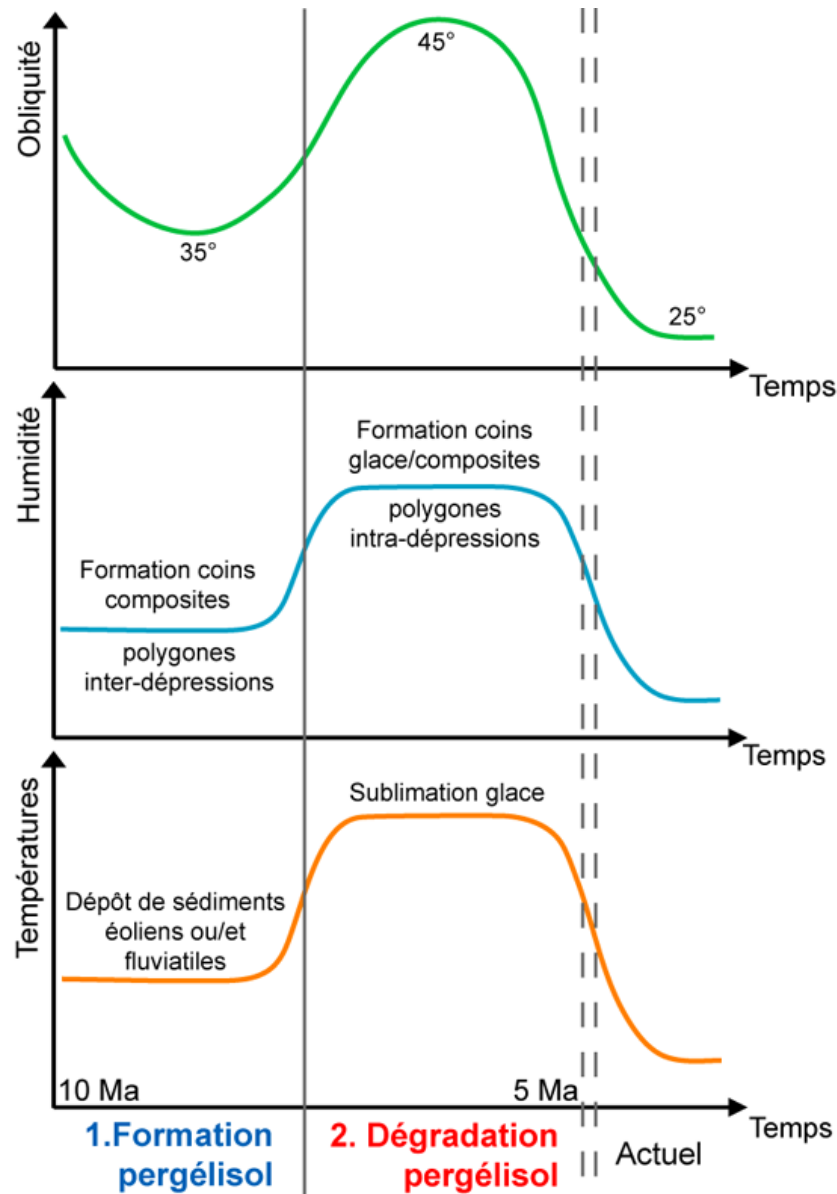


FIGURE 5.41 – Evolution des conditions paléoclimatiques lors de (1) la formation à (2) la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia. Les axes sont sans unité.

Ainsi, les conditions climatiques semblent avoir évolué lors de la formation à la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia :

1) Lors de la formation du pergélisol, les conditions climatiques étaient des conditions froides et sèches par rapport à la Terre (cf. chapitre 1 section 1.2.1.2 Fig. 1.27), permettant la formation de polygones à coins composites et le gel des sédiments déposés (1 Fig. 5.41).

2) Ensuite, lors de la dégradation du pergélisol, les conditions climatiques auraient évolué vers des conditions relativement plus chaudes et moins sèches pour provoquer la sublimation de la glace (2 Fig. 5.41). Les conditions climatiques sont caractérisées par des écarts thermiques

importants entre été et hiver. Les températures ont été suffisamment froides en hiver pour permettre la formation de polygones à coins de glace/composites et en même temps, suffisamment chaudes en été pour provoquer la sublimation du pergélisol (2 Fig. 5.41).

5.6.2 Comparaison avec les simulations du GCM lors de la glaciation aux moyennes latitudes

Le dépôt de glace et de poussière le long de Deuteronilus-Nilosyrtris Mensae est dû à la formation d'une épaisse ceinture de nuages de glace d'eau dans ces régions (Madeleine et al., 2009). Ce cycle de l'eau accru lors de périodes de moyenne obliquité est dû à la forte concentration de poussières dans l'atmosphère qui a pour effet d'augmenter la capacité de celle-ci à stocker de la vapeur d'eau (augmentation de la pression de vapeur saturante) (Madeleine et al., 2009). En effet, la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère (colonne de vapeur d'eau) est beaucoup plus importante à 35° d'obliquité (facteur 6) qu'actuellement sur Mars (zone noire sur Fig. 5.42). Par ailleurs, l'augmentation de la circulation atmosphérique et de la quantité de poussières a pour effet d'amplifier l'activité éolienne (Madeleine et al., 2009).

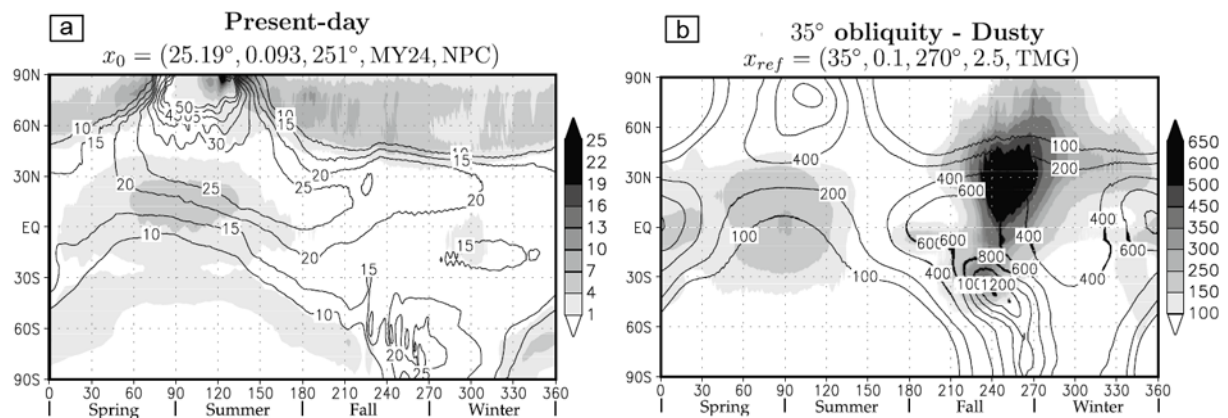


FIGURE 5.42 – Evolution latitudinale de la colonne de vapeur d'eau (isoligne : en micron précipitable) et de la concentration en glace des nuages (zone grisée en micron précipitable) simulée par le GCM durant un année martienne aux (a) conditions actuelles (25° d'obliquité) et (b) à 35° d'obliquité pour une atmosphère chargée en poussières, d'après Madeleine et al. (2009).

Les températures moyennes atmosphériques semblent être relativement plus importantes à 35° d'obliquité qu'actuellement sur Mars (Madeleine et al., 2009). En effet, la glace se sublimant partiellement en été, les températures de surface doivent être suffisamment hautes et les conditions suffisamment sèches pour pouvoir déclencher cette dégradation.

Ainsi, les simulations du GCM lors de périodes de 35° d'obliquité montrent que les conditions climatiques seraient relativement plus chaudes et plus humides qu'actuellement sur Mars. Selon Madeleine et al. (2009), ces conditions climatiques à 35° d'obliquité seraient proches en termes de précipitations de glace et de températures des conditions climatiques en Antarctique lors du dernier maximum glaciaire (cf. chapitre 1 section 1.2.1.2 *LGM* Fig 1.27). Notre estimation des conditions paléoclimatiques lors de la formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia (cf. section 5.40) sont en accord avec les conditions climatiques simulées par le GCM. Notre interprétation de conditions climatiques sèches et soumises à une activité éolienne lors de la formation des coins composites des polygones inter-dépressions concorde également avec les simulations du GCM.

5.7 D'une période glaciaire à une période interglaciaire : formation et évolution du pergélisol riche en glace

D'après notre étude de la dégradation du pergélisol (chapitre 4) et de la structure du pergélisol d'Utopia Planitia (ce chapitre), il semble que ce pergélisol soit le marqueur de deux changements climatiques importants survenus sur Mars entre ~ 5 et 10 Ma.

Une période glaciaire où les conditions climatiques étaient relativement froides et sèches lors d'une période de moyenne obliquité (35°) de Mars. Durant cette période, des vents importants contrôlés par la formation d'une calotte de glace régionale à Deuteronilus-Nilosyrtris Mensae ont pu déposer des sédiments niveo-éoliens dans Utopia Planitia (2a sur Fig. 5.43). Par ailleurs, des écoulements épisodiques de vallées de débâcle provenant d'Elysium Mons ont pu également déposer des sédiments fluviatiles dans Utopia Planitia (2b sur Fig. 5.43). L'accumulation de ces sédiments éoliens ou fluviatiles sous des conditions froides continues pourrait avoir entraîné la formation d'un pergélisol syngénétique riche en glace (3 sur Fig. 5.43). L'activité éolienne relativement importante a permis la formation de polygones inter-dépressions à coins composites (3 sur Fig. 5.43).

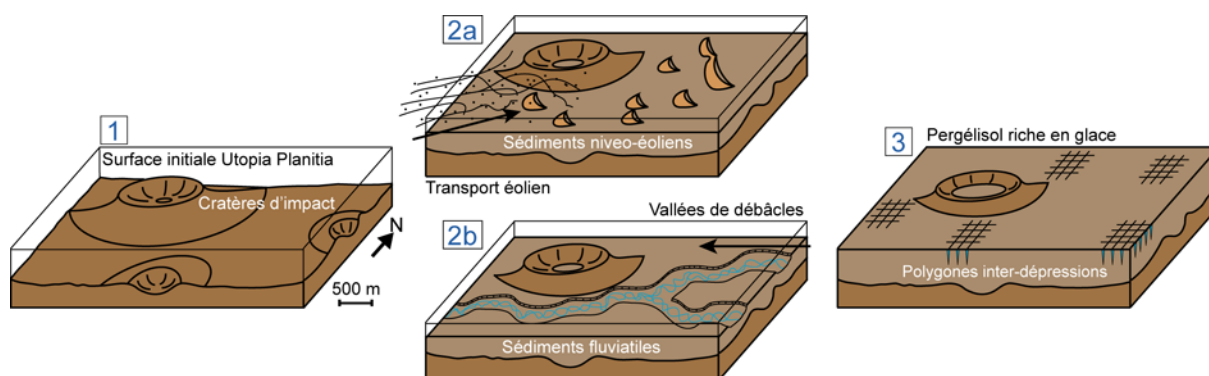


FIGURE 5.43 – Evolution du paysage d'Utopia Planitia : formation du pergélisol riche en glace lors d'une période de moyenne obliquité de Mars. (1) Surface initiale cratérisée. (2) Dépôt de sédiments : a) niveo-éoliens par des vents de direction SO-NE généré par la présence d'une calotte de glace régionale et/ou b) fluviatiles par des vallées de débâcles provenant d'Elysium Mons à l'est. (3) Formation d'un pergélisol syngénétique riche en glace et de polygones inter-dépressions à coins composites.

Une période interglaciaire où les conditions climatiques ont changé lors du passage de Mars à une période de haute obliquité (45°). Durant cette période, l'augmentation de l'insolation aurait provoqué une déstabilisation thermique régionale du pergélisol riche en glace (4 sur Fig. 5.43). Les conditions climatiques relativement sèches auraient provoqué un thermokarst par sublimation de la glace de sol. L'insolation serait à l'origine d'un thermokarst important et profond causant le développement de "scalped depressions" (4 sur Fig. 5.43). L'activité éolienne serait à l'origine d'un thermokarst faible et localisée induisant le développement de cavités à la jonction des polygones inter-dépressions (4 sur Fig. 5.43). Les conditions froides en hiver ont permis la formation de polygones intra-dépressions à coins de glace ou coins composites (4 sur Fig. 5.43).

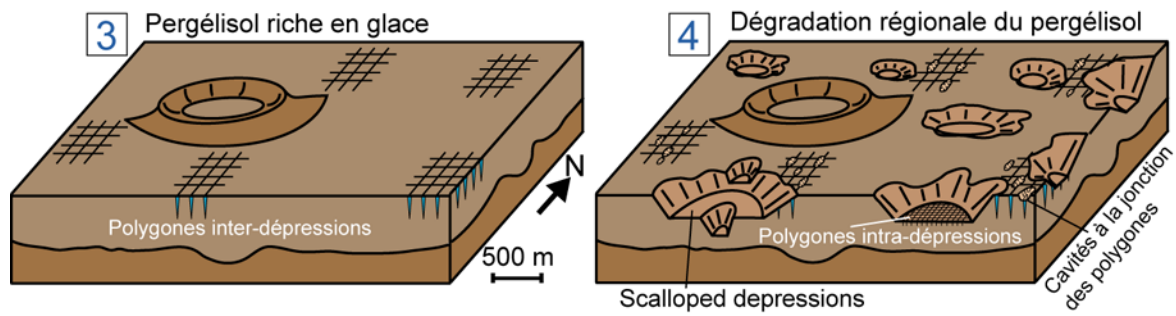


FIGURE 5.44 – Evolution du paysage d’Utopia Planitia : dégradation du pergélisol riche en glace lors d’une période de haute obliquité de Mars. (3) Pergélisol syngénétique riche en glace et polygones inter-dépressions à coins composites. (4) L’augmentation de l’insolation provoque une dégradation régionale importante du pergélisol par sublimation de la glace. Le développement de “scalped depressions” est contrôlé par l’insolation. Le développement de cavités à la jonction des polygones N-S inter-dépressions est contrôlé par le vent.

Conclusion et perspectives

Notre étude d'Utopia Planitia montre que la région présenterait un pergélisol riche en glace de façon analogue aux régions périglaciaires de Sibérie et du Canada. L'ensemble des modelés d'Utopia Planitia est similaire en morphologie, taille et association spatiale à celui de la Yakoutie Centrale (Sibérie) et du delta du Mackenzie (Canada) (lacs thermokarstiques, polygones, mares à la jonction des polygones).

En analysant la morphologie des modelés d'Utopia Planitia, nous avons pu caractériser ce pergélisol riche en glace en termes de dimension (étendu et épaisseur), d'âge, de contenu en glace et de structure verticale : 1) la cartographie des différents modelés périglaciaires montre que le pergélisol riche en glace est distribué sur une vaste région à l'ouest d'Utopia Planitia compris entre $\sim 75^{\circ}$ - 115° E et $\sim 38^{\circ}$ - 54° N. 2) L'âge de la formation du pergélisol riche en glace est estimé entre ~ 5 et 100 Ma. 3) Le pergélisol serait composé de sédiments stratifiés recoupés par des coins de polygones composites (sable + glace). 4) Le pergélisol contiendrait un volume de glace suffisamment important ($\gtrsim 50\%$) pour que la disparition du volume de glace par sublimation puisse engendrer une subsidence du sol importante et former des dépressions plurikilométriques profondes. En outre, la zone riche en glace du pergélisol s'étendrait jusqu'à ~ 70 m de profondeur.

De part ses caractéristiques similaires à celles des pergélisols riches en glace terrestres, le pergélisol d'Utopia Planitia semble avoir une origine syngénétique.

Le pergélisol syngénétique riche en glace d'Utopia Planitia s'est vraisemblablement formé par une accumulation importante de sédiments au sein du bassin d'Utopia Planitia sous des conditions froides permettant le gel in-situ des sédiments. Les sédiments peuvent avoir été déposés par : 1) des écoulements épisodiques de vallées de débâcles provenant d'Elysium Mons formant des dépôts fluviatiles et/ou 2) une activité éolienne importante formant des dépôts niveo-éoliens.

La formation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia semble être concomitante à celle d'une calotte de glace régionale de ~ 900 - 1000 m d'épaisseur aux moyennes latitudes nord lors de périodes de moyenne obliquité ($\sim 35^{\circ}$) de Mars (Head and Marchant, 2006b; Madeleine et al., 2009). La présence de cette calotte de glace pourrait avoir induit un dépôt éolien préférentiel dans Utopia Planitia et à la formation du pergélisol riche en glace durant cette période de moyenne obliquité ($\sim 35^{\circ}$).

Par la suite, le pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia aurait subi une dégradation thermokarstique régionale importante entre ~ 5 et 10 Ma. Ce thermokarst aurait été déclenché par une insolation accrue lors de périodes de haute obliquité ($\sim 45^{\circ}$) de Mars. Le pergélisol riche en glace a été dégradé par sublimation de la glace conduisant à la formation des "scaloped depressions" et des cavités à la jonction des polygones :

Durant cette période, l'augmentation de l'insolation aurait provoqué une déstabilisation thermique régionale du pergélisol riche en glace (4 sur Fig. 5.43). Le thermokarst serait dû à une sublimation importante de la glace de sol.

1) Le développement des “scalped depressions” serait dû à un thermokarst important et profond contrôlé principalement par l'insolation. La déstabilisation thermique aurait été plus importante aux moyennes latitudes d'Utopia Planitia et sur les pentes internes face au pôle des dépressions initiant un développement vers l'équateur des dépressions.

2) Le développement des cavités à la jonction des polygones serait dû à un thermokarst faible et localisé contrôlé essentiellement par l'activité éolienne. La déstabilisation thermique aurait été localisée sur les sillons N-S des polygones inter-dépressions à cause de l'ablation de la couche anhydre par le vent le long de ceux-ci.

Ainsi, les variations importantes de l'obliquité de Mars ont généré des changements climatiques globaux qui ont permis la formation et la dégradation du pergélisol riche en glace d'Utopia Planitia entre ~ 5 et 10 Ma. La singularité de la région périglaciaire d'Utopia Planitia est due à la réunion de deux conditions : (i) un pergélisol à forte teneur en glace et (ii) une période réchauffement climatique qui a déstabilisé thermiquement le pergélisol.

PERSPECTIVES GÉNÉRALES

Cette thèse représente une des premières études s'attachant à étudier les changements climatiques ayant formé et profondément dégradé un pergélisol riche en glace sur Mars. Cependant, pour une meilleure compréhension de l'impact de ces changements climatiques, plusieurs sujets de recherche nécessitent d'être approfondies.

Le processus de sublimation d'un pergélisol contenant de la glace est un processus complexe. Il est donc essentiel d'étudier et de hiérarchiser les paramètres le contrôlant (vent, humidité de l'atmosphère, teneur en glace, épaisseur de la zone riche en glace, ...). Pour cela, des modélisations physiques ou des expériences en laboratoire seraient particulièrement intéressantes. Elles peuvent notamment permettre de comprendre l'impact morphologique de la sublimation d'un pergélisol riche en glace et de contraindre la durée de formation des “scalped depressions”.

Ensuite, nous avons montré que l'insolation jouait un rôle fondamental dans l'obtention de l'asymétrie interne des “scalped depressions”. Des modélisations thermoclimatiques prenant en compte les variations d'obliquité et d'excentricité (paramètres contrôlant l'insolation) seraient intéressantes pour comprendre le développement asymétrique des dépressions.

Les derniers millions d'années de Mars auraient été marqués par une succession de périodes glaciaires et interglaciaires. Il est donc important de savoir si d'autres régions comportent un pergélisol riche en glace analogue à celui d'Utopia Planitia. C'est pourquoi, il convient d'étudier d'autres régions aux moyennes latitudes qui pourraient comporter un ensemble de modèles analogues aux régions périglaciaires sur Terre.

La détermination de l'intensité des derniers changements climatiques est fondamentale pour la compréhension de l'histoire climatique récente Mars. En effet, si la planète est supposée avoir été un désert froid et sec durant cette période, de plus en plus de travaux montrent que les conditions climatiques ont pu être relativement plus chaudes et humides lors de variations importantes de son orbite. Nous avons essayé d'estimer les conditions paléoclimatiques à l'aide des modèles périglaciaires d'Utopia Planitia. Toutefois, il serait intéressant de contraindre ces estimations climatiques à l'aide d'études d'autres modèles périglaciaires.

Enfin, le futur rover européen ExoMars a pour objectif de rechercher des traces de vie passée et de caractériser la subsurface en termes de structure/géochimie/contenu en eau. Parmi les instruments dont sera doté le rover, un foreur ExoMars Drill et un radar géologique WISDOM sont en cours d'élaboration. Utopia Planitia aurait vraisemblablement un pergélisol riche en glace constitué de sédiments et dont la glace pourrait se trouver à une profondeur inférieure à 1 m. Ainsi, cette région pourrait constituer une zone d'étude intéressante pour une telle mission dans la perspective de trouver de la glace de sol et qui sait, peut-être plus...

Annexes

Annexes 1 : Données utilisées

Cette annexe est composée d'une liste des différentes données d'imagerie utilisées dans cette thèse : CTX, MOC, HiRISE (cf. chapitre 2).

Instrument	Références	Longitude centrale	Latitude centrale	Résolution (m/pixel)
CTX	P16_007238_2331_XN_53N249W	111,1	53,2	6,05
CTX	P19_008439_2304_XN_50N283W	76,3	50,5	6,05
CTX	P22_009664_2294_XN_49N251W	108,4	49,5	5,99
CTX	P17_007753_2292_XN_49N271W	89,0	49,3	6,01
CTX	B01_009875_2289_XN_48N252W	107,5	49,0	6,05
CTX	P18_008214_2288_XN_48N259W	101,0	48,9	5,98
CTX	B01_009888_2287_XN_48N247W	112,5	48,8	6,08
CTX	P17_007634_2280_XN_48N261W	98,7	48,1	6,00
CTX	P16_007252_2277_XN_47N269W	90,8	47,8	6,08
CTX	B03_010666_2263_XN_46N246W	113,2	46,3	5,98
CTX	P02_001872_2259_XI_45N266W	93,7	46,0	5,94
CTX	B01_010113_2254_XI_45N269W	90,7	45,4	5,97
CTX	B03_010786_2254_XN_45N283W	77,0	45,4	5,96
CTX	P20_008979_2253_XN_45N267W	92,5	45,3	6,27
CTX	P22_009612_2250_XN_45N271W	88,9	45,1	5,91
CTX	P17_007740_2250_XN_45N275W	84,8	45,1	5,97
CTX	P03_002070_2250_XI_45N271W	88,5	45,1	5,95
CTX	P21_009401_2250_XN_45N270W	89,6	45,1	5,94
CTX	B03_010799_2249_XN_44N278W	82,0	45,0	5,94
CTX	P03_002202_2249_XN_44N275W	84,5	45,0	5,94
CTX	B01_010034_2248_XI_44N272W	87,9	44,9	5,96
CTX	B02_010456_2248_XI_44N273W	87,0	44,8	5,91
CTX	P01_001582_2247_XI_44N273W	86,4	44,7	5,92
CTX	B02_010337_2246_XN_44N261W	98,6	44,7	6,97
CTX	P18_007898_2247_XI_44N269W	90,4	44,7	5,93
CTX	P19_008478_2246_XI_44N268W	91,9	44,6	6,01
CTX	P17_007516_2245_XN_44N278W	81,4	44,6	5,96
CTX	P16_007476_2243_XN_44N265W	94,7	44,4	6,07
CTX	P21_009256_2242_XN_44N271W	88,5	44,3	5,96
CTX	P15_006882_2241_XN_44N248W	112,1	44,1	6,09
CTX	P01_001384_2239_XN_43N271W	88,1	44,0	5,88
CTX	P17_007806_2236_XN_43N277W	82,8	43,7	5,93
CTX	P19_008465_2235_XN_43N272W	87,6	43,5	5,96
CTX	P22_009691_2233_XI_43N267W	92,6	43,3	5,89
CTX	P19_008294_2233_XN_43N283W	76,9	43,3	5,97
CTX	P02_001727_2228_XN_42N268W	91,6	42,8	5,88
CTX	P16_007437_2220_XI_42N280W	79,4	42,0	5,92
CTX	P18_008109_2220_XI_42N270W	89,4	42,0	5,88
CTX	B01_010179_2220_XI_42N269W	90,4	42,0	5,97
CTX	P18_008030_2217_XI_41N273W	87,0	41,8	5,90
CTX	P16_007384_2216_XN_41N273W	86,5	41,7	5,90
CTX	P15_006725_2216_XN_41N280W	80,0	41,7	5,91
CTX	P16_007199_2216_XN_41N262W	98,1	41,6	5,86
CTX	P18_008254_2212_XN_41N269W	90,1	41,3	5,89
CTX	P18_007964_2210_XI_41N271W	88,9	41,1	5,87
CTX	P19_008610_2210_XI_41N271W	88,6	41,1	5,92
CTX	B01_009889_2210_XI_41N272W	87,6	41,0	5,92
CTX	P18_008162_2207_XN_40N277W	83,0	40,7	5,94
CTX	P18_007885_2197_XI_39N273W	86,3	39,8	5,87
CTX	P20_008676_2186_XI_38N274W	85,9	38,6	5,90

CHAPITRE 5. STRUCTURE ET FORMATION D'UN PERGÉLISOL : LE PERGÉLISOL RICHE EN GLACE D'UTOPIA PLANITIA SUR MARS

Instrument	Références	Longitude centrale	Latitude centrale	Résolution (m/pixel)
MOC-NA	M01/04105	79,37	46,0	12,42
MOC-NA	M03/03489	78,35	44,6	4,63
MOC-NA	M03/05064	95,76	46,3	6,2
MOC-NA	M03/05436	84,73	40,0	3,07
MOC-NA	M07/04657	79,09	47,2	3,1
MOC-NA	M10/01988	81,84	47,2	3,1
MOC-NA	M15/01497	93,89	46,0	4,65
MOC-NA	M15/01927	78,40	46,3	3,1
MOC-NA	M19/01929	92,84	43,7	6,19
MOC-NA	M22/02520	83,65	40,5	7,71
MOC-NA	E02/00880	85,09	44,9	4,69
MOC-NA	E04/01425	94,81	43,6	9,36
MOC-NA	E04/01735	85,35	46,4	4,7
MOC-NA	E05/01956	95,29	42,7	6,19
MOC-NA	E11/02077	81,22	45,1	6,54
MOC-NA	E12/02984	96,32	45,2	6,53
MOC-NA	E13/00967	82,73	44,2	6,21
MOC-NA	E13/01321	88,65	52,6	13,21
MOC-NA	E16/00210	78,22	47,3	4,92
MOC-NA	E16/01260	77,65	43,9	6,52
MOC-NA	R02/00414	97,14	45,3	3,27
MOC-NA	R03/00066	96,84	45,4	3,27
MOC-NA	R03/01150	96,68	45,2	6,52
MOC-NA	R05/00240	92,73	43,2	3,26
MOC-NA	R05/00393	80,65	42,0	4,87
MOC-NA	R05/01063	96,85	42,4	6,51
MOC-NA	R05/01159	84,51	42,7	6,5
MOC-NA	R05/01314	88,83	41,9	6,49
MOC-NA	R05/01651	96,10	47,0	6,54
MOC-NA	R05/01736	84,00	45,9	6,52
MOC-NA	R05/02012	92,30	45,4	6,52
MOC-NA	R05/02450	88,20	45,3	6,51
MOC-NA	R06/00240	83,84	46,8	6,52
MOC-NA	R06/00973	84,46	40,6	9,75
MOC-NA	R08/01417	87,80	46,0	6,53
MOC-NA	R08/02353	93,67	43,2	6,56
MOC-NA	R09/00155	93,53	44,9	6,58
MOC-NA	R09/04329	76,89	44,3	6,51
MOC-NA	R10/00349	80,64	46,4	6,53
MOC-NA	R10/01238	88,64	45,1	6,53
MOC-NA	R10/02832	78,59	47,5	6,53
MOC-NA	R11/00336	80,77	46,0	4,91
MOC-NA	R11/00778	84,24	47,8	6,57
MOC-NA	R13/00329	80,98	46,5	6,52
MOC-NA	R14/00605	83,58	43,6	6,55
MOC-NA	R15/00083	86,84	45,0	4,88
MOC-NA	R18/01948	94,79	45,4	3,29
MOC-NA	R19/01251	78,05	46,6	6,54
MOC-NA	R19/01424	81,54	47,7	4,91
MOC-NA	S04/01353	95,09	45,0	6,56
MOC-NA	S14/03297	77,43	43,7	4,92
MOC-NA	S15/01715	79,45	43,6	4,88
MOC-NA	S15/01941	83,27	43,6	4,88
MOC-NA	S17/00560	85,57	44,7	3,28
MOC-NA	S18/02326	95,11	45,9	4,92
MOC-NA	S20/01798	83,20	44,4	3,26
MOC-NA	S22/01441	79,55	44,9	3,25
MOC-NA	S22/01571	83,50	44,3	3,24

5.7. D'UNE PÉRIODE GLACIAIRE À UNE PÉRIODE INTERGLACIAIRE : FORMATION ET ÉVOLUTION DU PERGÉLISOL RICHE EN GLACE

Instrument	Références	Longitude centrale	Latitude centrale	Résolution (m/pixel)
HiRISE	PSP_007819_2310	86,4	50,9	0,29
HiRISE	PSP_008241_2310	84,4	50,7	0,29
HiRISE	PSP_001911_2305	108,6	50,2	0,29
HiRISE	PSP_006948_2305	109,8	50,1	0,29
HiRISE	PSP_008096_2300	83,3	49,5	0,29
HiRISE	PSP_008214_2285	101,1	48,1	0,29
HiRISE	PSP_001964_2275	101,8	47	0,29
HiRISE	PSP_009401_2270	89,2	46,8	0,29
HiRISE	PSP_009163_2270	107,1	46,7	0,29
HiRISE	PSP_010891_2270	90	46,7	0,29
HiRISE	PSP_007252_2265	91	46,3	0,29
HiRISE	PSP_002439_2265	92,1	46,02	0,29
HiRISE	TRA_000856_2265	92	46	0,29
HiRISE	PSP_009480_2265	91,1	45,9	0,29
HiRISE	PSP_008834_2265	91,1	45,9	0,29
HiRISE	PSP_001331_2260	93,69	45,62	0,29
HiRISE	PSP_002162_2260	93,7	45,6	0,29
HiRISE	PSP_010113_2260	90,7	45,4	0,29
HiRISE	PSP_008979_2255	92,5	45,2	0,29
HiRISE	PSP_002202_2250	84,4	44,8	0,29
HiRISE	PSP_002070_2250	88,5	44,7	0,29
HiRISE	PSP_007740_2250	84,8	44,7	0,29
HiRISE	PSP_005947_2250	84,5	44,7	0,29
HiRISE	PSP_010034_2250	87,9	44,5	0,29
HiRISE	PSP_001582_2245	86,4	44,4	0,29
HiRISE	ESP_012355_2250	82	44,4	0,29
HiRISE	PSP_007476_2245	94,7	44,1	0,29
HiRISE	PSP_007173_2245	87,5	44,1	0,29
HiRISE	PSP_006672_2245	87,3	44	0,29
HiRISE	PSP_009150_2245	101,7	43,9	0,29
HiRISE	PSP_006632_2240	98,8	43,8	0,29
HiRISE	PSP_006606_2240	89,5	43,8	0,29
HiRISE	PSP_007674_2240	87,1	43,5	0,29
HiRISE	PSP_007806_2235	82,8	43,2	0,29
HiRISE	PSP_008294_2235	76,9	43,2	0,29
HiRISE	PSP_006184_2235	91	43	0,29
HiRISE	PSP_002782_2230	90	42,7	0,29
HiRISE	PSP_007384_2225	86,3	42,2	0,29
HiRISE	PSP_009467_2225	86,3	42,2	0,29
HiRISE	TRA_000896_2220	81,54	41,71	0,29
HiRISE	PSP_005972_2220	120,6	41,7	0,29
HiRISE	PSP_007951_2220	82,9	41,6	0,29
HiRISE	PSP_009678_2220	87,7	41,5	0,29
HiRISE	PSP_006804_2220	83	41,5	0,29
HiRISE	PSP_006962_2215	90,1	41,3	0,29
HiRISE	PSP_006856_2215	102,6	41	0,29
HiRISE	PSP_001410_2210	99,5	40,8	0,29
HiRISE	PSP_010179_2205	90,7	40,1	0,29
HiRISE	PSP_005933_2200	105,7	39,7	0,29
HiRISE	PSP_006250_2200	89,5	39,6	0,29
HiRISE	PSP_005973_2200	93,2	39,5	0,29
HiRISE	PSP_007001_2200	105,5	39,5	0,29
HiRISE	PSP_001357_2200	105,4	39,5	0,29
HiRISE	PSP_008280_2190	101,3	38,9	0,29
HiRISE	PSP_008636_2190	99,4	38,5	0,29
HiRISE	PSP_007845_2190	99,2	38,5	0,29
HiRISE	PSP_007713_2170	103,8	36,5	0,29
HiRISE	PSP_006724_2165	107,8	36,4	0,29
HiRISE	PSP_008860_2165	101,4	35,9	0,29
HiRISE	PSP_004008_2150	101	34,6	0,29

Annexes 2 : Distribution et dimension des “scaloped depressions” d’Utopia Planitia

Cette annexe est constituée par le calcul du rapport de la surface cumulée des “scaloped depressions” sur la surface totale ($\frac{\sum S_{dépressions}}{S_{totale}}$) pour quatre bandes à 80°E, 90°E, 100°E et 110°E.

Bande #	Gamme latitude (°)	Latitude Barycentre (°)	Surface totale dépressions (m ²)	Surface totale (m ²)	% Dépressions
80	46,2-45,8	46	86528248,96	283138523,9	30,56
80	45,7-45,3	45,5	305250195,1	554482735,4	55,05
80	45,2-44,8	45	296332341,2	803986585,7	36,86
80	44,7-44,3	44,5	64386719,01	1449613060	4,44
80	44,2-43,8	44	142745280,4	1446927331	9,87
80	43,7-43,3	43,5	154706388,4	1415339317	10,93
80	43,2-42,8	43	44694155,87	895185859	4,99
80	42,7-42,3	42,5	88208312,24	895185859	9,85
80	42,2-41,8	42	1739312,822	818316979,4	0,21
80	41,7-41,3	41,5	10230037,85	894705858	1,14
80	41,2-40,8	41	7560584,299	894476315,8	0,85
80	40,7-40,3	40,5	744775,1776	894591086,9	0,08
80	40,2-39,8	40	1043952,385	894591086,9	0,12
80	39,7-39,3	39,5	469232,9061	894591086,9	0,05
80	39,2-38,8	39	76510,42703	894591086,9	0,01
90	50,2-49,8	50	10619366,91	482619799,4	2,20
90	49,7-49,3	49,5	55472361,26	916564493,6	6,05
90	49,2-48,8	49	56121047,32	911608415,8	6,16
90	48,7-48,3	48,5	10631781,49	911608415,8	1,17
90	48,2-47,8	48	3645104,928	911608415,8	0,40
90	47,7-47,3	47,5	84128066,03	911608415,8	9,23
90	47,2-46,8	47	294473865,1	1164723599	25,28
90	46,7-46,3	46,5	1194962698	1813764913	65,88
90	46,2-45,8	46	1032525746	1812858000	56,96
90	45,7-45,3	45,5	444530827,1	1811071857	24,55
90	45,2-44,8	45	537477140,1	1810820474	29,68
90	44,7-44,3	44,5	73481793,59	1790262317	4,10
90	44,2-43,8	44	9509252,334	1788249743	0,53
90	43,7-43,3	43,5	2332209,927	1787045870	0,13
90	43,2-42,8	43	3185326,304	1787045870	0,18
90	42,7-42,3	42,5	976782,4481	1787271367	0,05
90	42,2-41,8	42	1171843,275	1775577464	0,07
90	41,7-41,3	41,5	80305,78733	882470873,2	0,01
100	40,7-50,3	50,5	77183951,31	96337637,59	80,12
100	50,2-49,8	50	778150436	917734364	84,79
100	49,7-49,3	49,5	699871437,1	917874758	76,25
100	49,2-48,8	49	719596077,8	917793373,7	78,41
100	48,7-48,3	48,5	793516079	916512758	86,58
100	48,2-47,8	48	622428750,1	916219880,4	67,93
100	47,7-47,3	47,5	686761235,8	915744877	74,99
100	47,2-46,8	47	555909850,7	916253623,4	60,67
100	46,7-46,3	46,5	229084426	915576468,8	25,02
100	46,2-45,8	46	174710618,4	914913653,6	19,10
100	45,7-45,3	45,5	161344707,3	939701068,1	17,17
100	45,2-44,8	45	115328573	1163067133	9,92
100	44,7-44,3	44,5	9090181,107	1064199347	0,85
100	44,2-43,8	44	4832858,867	1064011454	0,45
100	43,7-43,3	43,5	3839990,333	625169215,5	0,61

Bande #	Gamme latitude (°)	Latitude Barycentre (°)	Surface totale dépressions (m ²)	Surface totale (m ²)	% Dépressions
110	40,7-50,3	50,5	4234752,656	1073331744	0,39
110	50,2-49,8	50	10009246,39	986360362	1,01
110	49,7-49,3	49,5	215806339,9	988483239,1	21,83
110	49,2-48,8	49	7275308,278	988587083,8	0,74
110	48,7-48,3	48,5	5947410,893	991009468,8	0,60
110	48,2-47,8	48	221052229	991024828,9	22,31
110	47,7-47,3	47,5	36929480,05	993551135	3,72
110	47,2-46,8	47	51739403,98	994302946	5,20
110	46,7-46,3	46,5	303964436,9	1067649255	28,47
110	46,2-45,8	46	67870598,86	985891953,6	6,88
110	45,7-45,3	45,5	36095834,19	964754457,3	3,74
110	45,2-44,8	45	260070646,9	1078659125	24,11

L'annexe comprend également les données morphométriques des “scalped depressions” (cf. chapitre 4 section 4.2.2.2). Les dimensions des dépressions ont été mesurées d'après les images PSP_008214_2285, PSP_001964_2275, PSP_009163_2270, PSP_002439_2265, PSP_008834_2265, PSP_002162_2260, PSP_007740_2250. NASA/JPL/Univ. of Arizona.

Type morphologique	Axe latitudinal (m)	Axe longitudinal (m)	Surface (m ²)	Elongation	N bandes
Type 1	42	90	2968,8	0,5	0
	67	88	4630,7	0,8	0
	27	57	1208,7	0,5	0
	58	58	2642,1	1,0	0
	33	83	2151,2	0,4	0
	48	60	2261,9	0,8	0
	24	95	1790,7	0,3	0
	20	50	785,4	0,4	0
	20	37	581,2	0,5	0
	34	54	1442,0	0,6	0
	35	47	1292,0	0,7	0
	51	98	3925,4	0,5	0
	48	68	2563,5	0,7	0
	22	57	984,9	0,4	0
	119	145	13552,0	0,8	0
	52	112	4574,2	0,5	0
	86	105	7092,1	0,8	0
	64	89	4473,6	0,7	0
	51	119	4766,6	0,4	0
	73	123	7052,1	0,6	0
	73	132	7568,1	0,6	0

5.7. D'UNE PÉRIODE GLACIAIRE À UNE PÉRIODE INTERGLACIAIRE : FORMATION ET ÉVOLUTION DU PERGÉLISOL RICHE EN GLACE

Type morphologique	Axe latitudinal (m)	Axe longitudinal (m)	Surface (m²)	Elongation	N bandes
Type 2	84	122	8048,8	0,7	1
	88	152	10505,5	0,6	1
	104	107	8739,9	1,0	1
	49	80	3078,8	0,6	1
	49	54	2078,2	0,9	1
	99	111	8630,7	0,9	1
	65	63	3216,2	1,0	1
	45	75	2650,7	0,6	1
	103	104	8413,2	1,0	1
	52	58	2368,8	0,9	1
	46	67	2420,6	0,7	1
	60	81	3817,0	0,7	1
	113	143	12691,2	0,8	1
	78	72	4410,8	1,1	0
	87	131	8951,2	0,7	1
	64	88	4423,4	0,7	0
	53	106	4412,4	0,5	1
	116	122	11115,0	1,0	1
	125	130	12762,7	1,0	1
	93	106	7742,5	0,9	1
	92	153	11055,3	0,6	1
	152	187	22324,2	0,8	2
	118	143	13252,8	0,8	1
	129	113	11448,7	1,1	1
	62	90	4382,5	0,7	0
	75	108	6361,7	0,7	0
	149	187	21883,5	0,8	2
	58	70	3188,7	0,8	0
	171	128	17190,8	1,3	1
	152	126	15041,9	1,2	2
	109	204	17464,1	0,5	2
	176	283	39119,1	0,6	2
	203	187	29814,5	1,1	2
	195	261	39972,8	0,7	2
	124	204	19867,4	0,6	1
	165	172	22289,6	1,0	2
	179	214	30085,5	0,8	2
	118	98	9082,3	1,2	1
Type 3	210	292	48160,6	0,7	3
	109	302	25853,7	0,4	2
	102	153	12256,9	0,7	2
	241	219	41452,5	1,1	2
	197	161	24910,5	1,2	2
	366	843	242325,2	0,4	3
	202	310	49181,6	0,7	3
	66	193	10004,4	0,3	2
	93	293	21401,3	0,3	2
	104	237	19358,5	0,4	2
	126	391	38693,4	0,3	2
	210	270	44532,1	0,8	2
	587	667	307506,2	0,9	3
	358	605	170109,4	0,6	3
	424	336	111891,0	1,3	4
	586	643	295936,5	0,9	4
	378	793	235426,2	0,5	3
	934	1734	1271996,3	0,5	4
	1006	916	723741,3	1,1	4

	248	203	39540,1	1,2	3
	351	261	71951,1	1,3	3
	271	269	57254,7	1,0	3
	669	377	198087,6	1,8	3
	864	867	588332,3	1,0	4
	543	2143	913927,8	0,3	4
	185	897	130332,9	0,2	3
	204	291	46624,4	0,7	3
	183	462	66402,3	0,4	3
	355	1132	315620,1	0,3	3
	544	732	312751,8	0,7	4
	281	241	53187,9	1,2	3
	385	857	259138,2	0,4	3
	205	155	24956,0	1,3	2
	202	188	29826,3	1,1	2
	300	615	144906,0	0,5	3
	432	453	153699,3	1,0	4
	408	428	137149,4	1,0	4
	452	431	153005,0	1,0	4
	351	477	131496,9	0,7	3
	190	1554	231896,7	0,1	3
	294	140	32327,0	2,1	3
	469	507	186754,3	0,9	4
	463	581	211274,5	0,8	2
	185	469	68145,1	0,4	3
	271	405	86201,4	0,7	3
	380	331	98787,4	1,1	3
	379	869	258671,7	0,4	4
	413	673	218300,6	0,6	4
	328	311	80116,9	1,1	3
	435	247	84387,1	1,8	3
	448	358	125965,3	1,3	3
	437	379	130080,0	1,2	3
	400	1500	471238,9	0,3	4
	367	485	139796,9	0,8	4
	377	460	136203,7	0,8	4
	331	408	106066,5	0,8	3
	400	669	210172,5	0,6	2
	545	432	184914,1	1,3	3
	212	292	48619,3	0,7	2
	241	162	30663,5	1,5	3

Annexes 3 : Dimension des polygones d'Utopia Planitia

Cette annexe est composée des données morphométriques des polygones inter-dépressions et intra-dépressions (cf. chapitre 4 section 4.2.2.2).

Les dimensions des polygones inter-dépressions ont été mesurées d'après les images PSP_001964_2274, PSP_002439_2265, PSP_008834_2265, PSP_002162_2260, PSP_007740_2250, PSP_007674_2239, PSP_006804_2220, PSP_006962_2215, TRA_000896_2220, PSP_006672_2245, PSP_001582_2245, PSP_002070_2250, PSP_002162_2260. NASA/JPL/Univ. of Arizona.

Diamètre (m)	D. moyen	Largeur fracture (m)	L. moyenne	Diamètre (m)		Largeur fracture (m)	
55	79,18	4	3,41	79		6	
61		4		66		6	
49		4,8		82		6	
52		4,8		51		4,5	
57		2,3		1001		2,9	
63		3,7		66		2,7	
62		3		63		2,9	
77		4,27		44		1	
59		3,5		31		2,4	
75		5		60		3	
58		2,7		106		4	
85		3,7		87		5,96	
70		3,16		79		3	
54		3		66		2,85	
47		1,8		45		4,5	
33		4		77		4	
29		2,3		80		3	
44		7		95		5,9	
49		3		99		5	
48		2,2		102		3	
35		2		65		3	
64		6		67		3	
69		8		76		9	
39		4		64		6,71	
35		3		59		6	
60,54		3		96,13		4,2	
59		4		77,88		3,6	
73		4		112		2,88	
57		2,9		95,9		2,38	
67		3		26,86		2,52	
77		2		85,5		2,45	
50		4		99		3,1	
94		4		64,8		2,7	
90		2,8		108,89		2,32	
67		3,1		66,43		1,96	
152		8,5		104,09		2,5	
145		5,8		78,3		2,3	
112		13		86,41		2,67	
99		5,9		83,24		2,13	
102		10		126,3		3	
115		5		91,12		2,91	
103		13		63,45		2,52	
123		7		68,1		2,56	
65		7		82,1		2,44	
73		2		86,51		1,97	
63		15		48,76		1,96	

Diamètre (m)	Largeur fracture (m)	Diamètre (m)	Largeur fracture (m)
79	6	62	3
66	6	75,3	3,37
82	6	57,3	2,09
51	4,5	46,7	2
1001	2,9	38,2	1,76
66	2,7	61,68	1,98
63	2,9	62,7	3,3
44	1	98,8	2
31	2,4	59	3,18
60	3	64,3	1,94
106	4	57,6	2,81
87	5,96	85,6	2,62
79	3	61,6	2
66	2,85	107,6	2,2
45	4,5	73,1	1,8
77	4	70,81	1,8
80	3	77,3	2,2
95	5,9	79,3	1,64
99	5	54,5	1,96
102	3	75,22	4,16
65	3	71,8	3,99
67	3	116,62	3,39
76	9	117,67	2,26
64	6,71	99,17	4,19
59	6	64,78	4,11
96,13	4,2	120,9	2,69
77,88	3,6	142,34	3,2
112	2,88	67,4	2,32
95,9	2,38	112,17	3,24
26,86	2,52	83,93	4,64
85,5	2,45	97	4,99
99	3,1	74	3,51
64,8	2,7	101,49	2,29
108,89	2,32	69,47	3,24
66,43	1,96	62	4
104,09	2,5	80,6	3,85
78,3	2,3	76,2	4,8
86,41	2,67	101	2,11
83,24	2,13	103	4,16
126,3	3	65	1,5
91,12	2,91	106,8	2,4
63,45	2,52	135,7	2,7
68,1	2,56	90,7	4,3
82,1	2,44	93,5	4
86,51	1,97	76,3	2,48
48,76	1,96	87,6	2,8
41	3,18	97	2,2
51,85	1,66	109,7	4,3
48,99	2,2	102,4	5,7
54,81	3,91	71,7	4
36,81	1,82	104,3	3
61,17	1,57	108,2	2,97
73,78	2,65	114,17	2,56
83,1	2	85,99	2,82
51,44	1,94	98,1	4,9
42,8	1,84	87,8	6,5
85	3,2	119	6,6
96,7	3,2	80,8	2,4
51	2,34	95,1	2,97
80	2,61	76,8	2,5
72,4	2,65	85,7	2,1
79	2,4	70,3	2,7
89,7	1,61	90,7	2,09
68,3	1,79	45,49	2,86
32,7	1,38	49,5	2,86
95,09	1,6	77,5	3,44

5.7. D'UNE PÉRIODE GLACIAIRE À UNE PÉRIODE INTERGLACIAIRE : FORMATION ET ÉVOLUTION DU PERGÉLISOL RICHE EN GLACE

Diamètre (m)	Largeur fracture (m)	Diamètre (m)	Largeur fracture (m)
62	3	65,1	1,77
75,3	3,37	55,1	3,23
57,3	2,09	65,2	2,4
46,7	2	53,2	3
38,2	1,76	65,4	2,5
61,68	1,98	78,6	3
62,7	3,3	90	2,8
98,8	2	55,7	1,3
59	3,18	98,9	1,8
64,3	1,94	68,6	2,27
57,6	2,81	55,4	3,27
85,6	2,62	65,8	2,97
61,6	2	89,9	2,7
107,6	2,2	54	1,68
73,1	1,8	77	1
70,81	1,8	66	2,35
77,3	2,2	81	1,9
79,3	1,64	58	1,9
54,5	1,96	60	1,6
75,22	4,16	62	1,4
71,8	3,99	52	1,36
116,62	3,39	61	#
117,67	2,26	68	#
99,17	4,19	51	#
64,78	4,11	102	#
120,9	2,69	88	#
142,34	3,2	92	#
67,4	2,32	79	#
112,17	3,24	61	#
83,93	4,64	79	#
97	4,99	97	#
74	3,51	104	#
101,49	2,29	120	#
69,47	3,24	112	#
62	4	57	#
80,6	3,85	57	#
76,2	4,8	41	#
101	2,11	53	#
103	4,16	76	#
65	1,5	91	#
106,8	2,4	57	#
135,7	2,7	66	#
90,7	4,3	57	#
93,5	4	80	#
76,3	2,48	61	#
87,6	2,8	85	#
97	2,2	67	#
109,7	4,3	96	#
102,4	5,7	98	#
71,7	4	77	#
104,3	3	65	#
108,2	2,97	71	#
114,17	2,56	63	#
85,99	2,82	47	#
98,1	4,9	54	#
87,8	6,5	63	#
119	6,6	29	#
80,8	2,4	97	#
95,1	2,97	78	#
76,8	2,5	52	#
85,7	2,1	85	#
70,3	2,7	112	#
90,7	2,09	77	#
45,49	2,86	86	#
49,5	2,86	83	#
77,5	3,44	113	#

Diamètre (m)	Largeur fracture (m)
61	#
39	#
66	#
59	#
101	#
137	#
59	#
90	#
59	#
89	#
101	#
103	#
93	#
76	#
73	#
64	#
71	#
78	#
116	#
49	#
116	#
88	#
57	#
63	#
59	#
58	#

Les dimensions des polygones intra-dépressions ont été mesurées d'après les images PSP_009163_2270, PSP_007740_2250, PSP_002782_2230, PSP_006184_2235, PSP_006606_2240, PSP_006672_2245, PSP_001582_2245, PSP_002070_2250, PSP_002162_2260.

Type	Diamètre (m)	Largeur fracture (m)	Largeur ride (m)
Concave	6.8	0.6	0.74
	6.3	0.7	1
	6.5	0.7	1.1
	6.9	0.6	1.4
	7.3	0.7	0.7
	7.1	0.59	1.1
	6.8	0.75	1.32
	6.3	0.6	1.1
	5.74	0.54	1.13
	7.37	1.1	1.98
	10	0.8	1.47
	9	1.85	1.73
	5.59	0.52	0.62
	6.83	0.5	0.81
	6.59	0.38	0.88
	7.53	0.7	0.74
	6.14	0.63	0.63
	7.33	0.56	0.5
	4.04	0.46	0.72
	4.76	0.43	0.61
	5.43	0.5	0.96
	6.63	0.62	0.76
	7.98	0.4	0.57
	4.82	0.62	1
	5.74	0.8	0.81
	5.26	0.57	0.68

Type	Diamètre (m)	Largeur fracture (m)	Largeur ride (m)
Concave	6.11	0.55	1
	7	0.48	0.76
	5.9	0.92	1.06
	6.53	0.5	0.93
	4.44	0.91	0.99
	5.95	0.93	0.86
	5.11	0.73	0.66
	4.82	0.6	0.76
	5.73	0.66	1.07
	5.09	0.7	1.04
	4.56	0.55	0.78
	5.46	0.61	0.78
	5.4	0.84	0.6
	5.85	0.68	0.98
	6.07	0.77	0.68
	6.67	0.65	0.79
	4.92	0.66	0.99
	5.58	0.79	0.72
	6	0.66	0.53
	7.78	0.65	1.27
	4.6	0.42	0.89
	4.74	0.49	1.05
	5.54	0.46	0.78
	5.08	0.68	0.93
	3.93	0.64	1.03
	5.41	0.65	0.78

5.7. D'UNE PÉRIODE GLACIAIRE À UNE PÉRIODE INTERGLACIAIRE : FORMATION ET ÉVOLUTION DU PERGÉLISOL RICHE EN GLACE

Type	Diamètre (m)	Largeur fracture (m)	Largeur ride (m)
Concave	5,03	0,62	1,08
	5,59	0,5	1,44
	7,38	0,7	1,13
	5,94	0,79	1,17
	5,87	0,55	0,77
	8,25	0,68	1,1
	5,97	0,83	1,05
	6,63	1,14	1,28
	6,1	0,67	0,82
	7,26	0,79	0,78
	5,8	0,39	0,55
	6,79	0,58	0,51
	6,94	0,56	0,65
	6,43	0,56	0,61
	6,63	0,76	0,8
	6,73	0,77	1,23
	4,55	0,85	0,65
	6,23	0,8	0,84
	6,59	0,81	1,19
	5,54	0,91	0,98
	5,98	0,29	0,67
	5,85	0,4	0,64
	6,47	0,47	1,32
	5,27	0,47	1
	5,78	0,38	0,89
	7,4	0,39	0,9
	5,72	0,76	1,33
	4,89	0,4	1,1
	4,9	0,62	1,1
	5	0,95	1,26
	6,34	0,9	0,8
	6,06	0,9	1,2
	3,9	1	0,77
	5,2	0,88	1
	3,2	0,88	0,76
	4	0,87	1,1
	7,3	1	1,3
	6,6	1,3	1,7
	6,47	0,6	1,57
	6,27	1,1	1,6
	4,3	1	0,91
	4,85	0,85	1
	4,7	1	1,06
	4,75	1,2	0,93
	5	0,85	1,26
	6,11	0,78	1,19
	6,28	1	1,27
	7,95	1	1,49
	6	1,4	1,37
	5,46	0,6	0,8
	6,37	0,6	0,96
	6,4	1	1,16
	5,86	1	1,2
	6,69	0,8	1,3
	6,4	1,1	1,3
	6	0,77	1,3
	5,57	0,93	1,9
	5,17	1,1	1
	6	0	1,36
	5,98	0	1,2
	6,3	0	1
	5,9	0	1
	6	0	1,1
Moyenne	5,98	0,73	1,00

Type	Diamètre (m)	Largeur fracture (m)	Largeur ride (m)
Convexe	5,34	0,74	#
	6,6	0,59	#
	4,4	0,73	#
	4,6	0,79	#
	7,2	0,74	#
	5,7	0,7	#
	5,49	0,6	#
	7,2	0,79	#
	6,19	0,59	#
	4,55	0,7	#
	4,18	0,59	#
	5,8	0,79	#
	5,3	1,15	#
	7,12	1,75	#
	6,24	1,3	#
	8,45	1	#
	6,9	1,27	#
	6,22	0,47	#
	7,26	0,44	#
	7,8	0,9	#
	8	0,7	#
	8	0,6	#
	5,7	0,97	#
	7,3	0,8	#
	6,75	1,1	#
	9,3	#	#
	9,4	#	#
	8	#	#
	6,46	#	#
	5,9	#	#
	11	#	#
	6,2	#	#
	7,35	#	#
	4,68	#	#
	6	#	#
	4,55	#	#
	5,9	#	#
	5,63	#	#
	7	#	#
	6	#	#
	6,94	#	#
	5,93	#	#
	6,2	#	#
	5,25	#	#
	5,33	#	#
	5,55	#	#
	4,6	#	#
	6	#	#
	5,78	#	#
	6,31	#	#
	6,99	#	#
	6,91	#	#
	5	#	#
	5,55	#	#
	6	#	#
	6,55	#	#
	5,68	#	#
	4,89	#	#
	4,85	#	#
Moyenne	6,30	0,83	#

Annexes 4 : Dimension des cavités à la jonction des polygones d'Utopia Planitia

Cette annexe est composée des données morphométriques des cavités à la jonction des polygones (cf. chapitre 4 section 4.4.3). Les dimensions des cavités ont été mesurées d'après les images PSP_007740_2250, PSP_002202_2249, TRA_000896_2220, PSP_006606_2240, PSP_006632_2240, PSP_006672_2245, PSP_001582_2245, PSP_002070_2250, PSP_002202_2250, PSP_002162_2260, PSP_006804_2220, PSP_007674_2239. NASA/JPL/Univ. of Arizona.

Class 1			Class 2			Class 3		
Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones	Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones	Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones
Axe longitudinal			Axe longitudinal			Axe longitudinal		
28	1,6	3	99	3,7	2	74	2,2	2
18			27			34		
16	1,6	2	37	2,3	2	51	2,0	2
10			16			25		
19	1,6	3	103	3,4	2	60	1,8	2
12			30			34		
20	1,4	2	55	2,6	2	150	10,0	4
14			21			15		
23	1,9	2	118	5,9	2	49	2,2	2
12			20			22		
26	3,7	2	146	7,0	3	44	1,6	3
7			21			28		
13	1,1	2	65	2,2	3	58	1,8	2
12			30			33		
10	1,4	3	90	3,0	2	96	3,8	2
7			30			25		
14,7	1,3	3	63	2,3	4	65	1,9	2
11			27			34		
19	1,6	2	71	3,2	3	49	1,5	3
12			22			33		
20	1,8	2	46	2,6	2	52	1,7	2
11			18			30		
24	1,1	2	115	4,3	2	89	3,0	2
22			27			30		
25	1,6	4	50	2,8	2	82	1,9	2
16			18			44		
23	1,5	2	129	5,4	3	91	3,1	2
15			24			29		
32	1,6	2	129	4,2	3	47	1,5	3
20			31			32		
11	1,0	3	115	4,6	4	45	1,4	2
11			25			33		
13	1,6	3	119	4,8	2	88	1,9	2
8			25			47		
13	1,2	2	85	3,7	2	85	2,2	2
11			23			38		
27	1,6	2	91	3,1	2	55	1,4	3
17			29			38		
25	1,3	2	71	1,9	2	40	1,2	2
19			37			34		
13	1,0	2	74	4,1	2	144	6,0	3
13			18			24		
12	0,9	2	103	5,2	2	41	1,5	4
14			20			28		
30	1,3	4	61	2,0	2	107	3,1	2
24			31			34		

CHAPITRE 5. STRUCTURE ET FORMATION D'UN PERGÉLISOL : LE PERGÉLISOL RICHE EN GLACE D'UTOPIA PLANITIA SUR MARS

Class 1			Class 2			Class 3		
Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones	Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones	Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones
Axe longitudinal			Axe longitudinal			Axe longitudinal		
22	1.6	2	84	2.5	2	76	2.4	2
14			34			32		
16	0,9	2	116	6,4	2	60	1,9	3
18			18			32		
23	1.5	3	97	3.3	2	85	3,7	2
15			29,7			23		
15	1,0	2	74	1,8	3	53	1,1	4
15			41			49		
14,7	1,0	2	59	2,7	2	59	1,5	2
14,9			22			39		
18,7	1,0	3	114	5,2	4	139	4,2	2
18,2			22			33		
16,5	1,2	2	55	2,2	4	42	1,0	4
14,2			25			41		
18	1,1	2	54	3,2	2	64	1,9	2
16,2			17			34		
17	1,5	2	38	2,0	4	76	2,2	2
11			19			35		
12	1,7	2	96	3,3	3	122	2,3	2
7			29			52		
19	1,0	2	96	3,0	4	113	4,0	2
18,7			32			28		
16	1,5	2	57	3,0	2	61	2,2	2
11			19			28		
17,5	1,0	2	109	4,0	2	69	2,0	2
17			27			34		
15,3	1,2	2	70	2,5	2	114	5,2	3
12,5			28			22		
12	1,3	2	66	2,4	2	55	2,3	3
9			27			24		
11,4	1,0	3	92	3,4	2	99	1,7	2
11			27			59		
14,1	1,4	2	145	3,9	2	146	5,0	2
10			37			29		
13,7	1,0	2	171	4,8	2	78	5,2	2
14,1			36			15		
14,8	1,0	2	88	3,7	2	37	1,4	3
15			24			26		
28	1,1	3	93	4,0	2	56	1,6	4
26			23			34		
25	1,7	2	69	2,7	2	72	2,6	2
15			26			28		
23	1,5	3	143	3,9	4	76	1,8	2
15			37			43		
21	1,2	3	102	3,5	2	78	2,2	2
17			29			36		
17	2,1	2	68	2,8	2	60	1,8	2
8			24			33		
16	2,0	4	24	2,0	2	71	3,1	2
8			12			23		
10	1,1	2	89	7,4	3	43	2,7	3
9			12			16		
15	1,2	2	47	3,9	2	21	1,8	2
12,7			12			12		
20	1,7	2	36	2,8	2	27,77	1,6	2
12			13			17,7		
5,4	0,8	3	25	1,9	2	34	1,6	4
6,4			13			21		
15	1,1	2	35	2,2	2	42	2,9	2
13,2			16			14,5		
8,6	0,9	3	40,4	3,7	2	31	1,8	2
10			11			17		

5.7. D'UNE PÉRIODE GLACIAIRE À UNE PÉRIODE INTERGLACIAIRE : FORMATION ET ÉVOLUTION DU PERGÉLISOL RICHE EN GLACE

Class 1			Class 2			Class 3		
Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones	Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones	Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones
Axe longitudinal			Axe longitudinal			Axe longitudinal		
12.6	0.9	3	27	2.2	2	78	6.0	2
13.6			12.35			13		
16.29	2.2	2	47	2.6	4	62	2.7	2
7.5			18			23		
9.7	1.5	2	57	2.4	4	58	2.6	2
6.6			24			22		
11	0.8	2	50.8	3.2	2	88	5.9	3
13.5			15.8			15		
12.3	1.2	2	42	2.2	2	41	2.5	2
10.4			19			16.4		
7.8	1.2	2	43	2.3	3	81	4.9	4
6.3			19			16.5		
16	1.3	3	105	6.2	3	67	3.4	3
12.8			17			20		
9.6	1.5	2	73	4.5	2	62	5.6	4
6.4			16.3			11		
9	1.2	3	103	6.1	3	45.8	2.6	3
7.35			17			17.6		
9.8	0.8	2	69	3.5	2	206	2.7	2
11.7			20			77		
8.9	1.0	2	92.31	4.4	2	75	3.0	2
9.3			20.8			25		
15.6	1.3	2	27	2.3	2	43	2.0	2
12			12			21		
19.5	2.3	3	25.6	1.5	2	100	2.7	4
8.3			17			37		
12.7	1.4	2	39	4.1	2	112	6.2	2
9.3			9.6			18		
12.2	1.0	2	512	46.5	2	34	1.7	2
12.2			11			19.7		
18	1.2	3	41.7	3.8	3	43	1.8	2
15.5			11			24		
15.8	1.4	2	59.7	3.0	3	128	5.6	4
11.6			20			23		
8.7	1.0	2	56	2.4	2	152.6	4.5	
9			23			33.7		
12.26	1.3	2	77	5.9	2	83	2.1	
9.4			13			40		
29.5	1.4		71	3.7	2	78.2	3.4	
20.6			19			23		
20	1.8		78	3.4	3	86.7	3.2	
11			23			27.5		
16.6	1.7		41.2	2.1		107	4.7	
9.7			19.22			22.6		
18.36	2.0		46.37	1.9		111	3.8	
8.96			24.4			29		
21.85	2.5		126	3.5		115.9	4.2	
8.81			36			27.8		
16.9	2.6		43	1.2		28.3	1.8	
6.38			35			15.3		
27	3.4		67	1.9		11.6	1.8	
8			35			6.46		
19	2.6		83	2.6		11.34	1.3	
7.4			32			9		
29	3.9		25.6	2.7		20.7	2.1	
7.4			9.5			9.83		
22.4	1.9		8.26	1.3		18.3	1.5	
12			6.33			11.9		
22	2.4		9.3	1.8		32.6	1.9	
9			5.28			17		
25	1.1		12.5	1.8		14.9	1.6	
22			6.8			9.1		

CHAPITRE 5. STRUCTURE ET FORMATION D'UN PERGÉLISOL : LE PERGÉLISOL RICHE EN GLACE D'UTOPIA PLANITIA SUR MARS

Class 1		
Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones
Axe longitudinal		
36.2	0.9	
40		
24.3	1.4	
17		
12.5	1.0	
12		
24	1.7	
14		
23	0.9	
25		
33.6	1.5	
22.5		
10.4	1.0	
10.17		
32.6	1.3	
26		
14.4	1.1	
13.1		
27.58	2.8	
9.68		
15	1.9	
7.7		
9.2	2.1	
4.3		
12.2	2.2	
5.5		
19.8	2.7	
7.3		
20	2.6	
7.57		
8.8	1.1	
7.68		
40.3	4.3	
9.3		
11.8	1.8	
6.7		
13.6	2.0	
6.77		
17.76	1.3	
13.52		
20.5	1.5	
13.8		
16.41	2.0	
8.4		
22.37	1.3	
17.7		
17.8	1.1	
15.8		
11.3	1.3	
8.5		
13.7	1.5	
9.3		
9.4	1.1	
8.9		
23.5	1.2	
18.9		
21.8	1.6	
13.9		
Moyenne		
Diamètre (m)	Elongation	Nb junction
14.9	1.5	2.3

Class 2		
Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones
Axe longitudinal		
20.7	2.3	
9.2		
24.78	2.2	
11.26		
26.84	2.3	
11.84		
25.76	2.0	
12.7		
14.7	1.8	
8.3		
11.3	1.5	
7.55		
64	2.3	
27.5		
43.8	2.2	
19.87		
95.7	3.3	
29		
43.1	1.5	
28.1		
43.1	1.5	
28.1		
90.6	2.7	
33		
57	3.0	
19		
62	2.1	
30		
20.74	3.3	
6.26		
29	3.4	
8.6		
24.75	3.1	
8		
19.38	3.2	
5.97		
Moyenne		
Diamètre (m)	Elongation	Nb junction
46.3	3.6	2.4

Class 3		
Axe latitudinal	Elongation	Jonction polygones
Axe longitudinal		
78	5.8	
13.5		
43.8	2.3	
18.7		
49	5.3	
9.2		
65.8	5.2	
12.6		
108	3.6	
30		
104	4.3	
24		
Moyenne		
Diamètre (m)	Elongation	Nb junction
49.0	2.9	2.5

Annexes 5 : Pendages de la stratification du sous-sol d'Utopia Planitia

Cette annexe est constituée des mesures de pendage (n= 52) de couches à l'intérieur de 15 "scaloped depressions" (cf. chapitre 5 section). Le pendage est défini par sa direction, son angle et son sens. Rz représente le rapport de corrélation calculé pour chaque pendage. Les pendages ont été mesurés d'après l'image PSP_002439_2265 et le MNT DTEEC_001938_2265_002439_2265_U01. NASA/JPL/Univ. of Arizona.

Depression #	Orientation (°)	Angle (°)	Sens	Rz
1	98	6	S	0.96
	121	4	S	0.8
	110	3	S	0.73
2	134	2	S	0.98
	170	1	S	0.9
	158	1	S	0.79
3	106	5	N	0.81
	103	5	N	0.86
	108	2	N	0.68
	106	5	N	0.81
	103	5	N	0.86
	123	1	N	0.95
6	212	8	N	0.88
	211	5	N	0.88
	211	3	N	0.94
7	141	3	N	0.96
A	239	1	N	0.73
	239	1	N	0.89
B	43	1	S	0.75
	34	0	S	0.65
	225	1	N	0.79
B	115	2	S	0.71
	117	1	S	0.66
D	105	8	S	0.89
E	47	1	S	0.91
	73	1	S	0.93
	73	2	S	0.91
I	79	24	S	0.95
L	2	2	E	0.85
R	115	4	S	0.96
	119	3	S	0.98

Depression #	Orientation (°)	Angle (°)	Sens	Rz
T	108	3	S	0.84
	114	3	S	0.94
	123	2	S	0.84
U	199	2	N	0.96
V	67	2	S	0.92
Y	121	3	S	0.94
	124	3	S	0.96
Z	257	4	N	0.78
10	83	7	S	0.88
	79	5	S	0.65
11	76	7	S	0.93
	97	4	N	0.7
9	253	1	N	0.78
	64	11	S	0.65
3 bis	136	8	N	0.97
	127	8	N	0.82
12	102	4	N	0.81
14	126	1	S	0.89
	164	1	S	0.93
Q	199	5	N	0.89
	202	8	N	0.94

Bibliographie

- ACGR, 1988. La terminologie du pergélisol et notions connexes. Vol. Cat. No. NRCC 27952 of ISBN 0660125404. Sous-comité du pergélisol du Canada, Conseil national de recherches du Canada, Ottawa (Traduction Française : M. Verge et La Brie).
- ACIA, 2006. Arctic Climate Impact Assessment - Scientific Report. Cambridge University Press, Cambridge.
- Acuna, M. e. a., 1999. Global distribution of crustal magnetization discovered by the mars global surveyor mag/er experiment. *Science* 284, 790–93.
- Allard, M., Kasper, J. N., 1998. Temperature conditions for ice-wedge cracking : field measurements from salluit, northern québec. In : Lewkowicz, A. G., Allard, M. (Eds.), *Permafrost, Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*. Vol. 57. pp. 5–11.
- Anderson, J. A., Sides, S. C., Soltesz, D. L., Sucharski, T. L., Becker, K. J., Mar. 2004. Modernization of the integrated software for imagers and spectrometers. In : S. Mackwell & E. Stansbery (Ed.), *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Vol. 35 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. pp. 2039–+.
- Anisimov, O., Fitzharris, B., Hagen, J. O., Jeffries, R., Marchant, H., Nelson, F. E., Prowse, T., Vaughan, D. G., 2001. Polar regions (Arctic and Antarctic), *Climate Change : Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Vol. Third Assessment Review. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ansan, V., Mangold, N., Masson, P., Gailhardis, E., Neukum, G., Jul. 2008. Topography of valley networks on mars from mars express high resolution stereo camera digital elevation models. *J. Geophys. Res.* 113 (E7), E07006–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007JE002986>
- Baker, V. R., 1982. *The channels of Mars*. University of Texas Press, Austin.
- Baker, V. R., 2001. Water and the martian landscape. *Nature* 412, 228–236.
- Baker, V. R., Strom, R. G., Gulick, V. C., Kargel, J. S., Komatsu, G., Kale, V. S., 1991. Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on mars. *Nature* 352 (6336), 589–594.
URL [doi:10.1038/352589a0](https://doi.org/10.1038/352589a0)
- Balme, M., Gallagher, C., 2009. An equatorial periglacial landscape on mars. *Earth and Planetary Science Letters* 285 (1-2), 1–15.

- Balme, M., Mangold, N., Baratoux, D., Costard, F., Gosselin, M., Masson, P., Pinet, P., Neukum, G., May 2006. Orientation and distribution of recent gullies in the southern hemisphere of mars : Observations from high resolution stereo camera/mars express (hrsc/mex) and mars orbiter camera/mars global surveyor (moc/mgs) data. *J. Geophys. Res.* 111 (E5), E05001–. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2005JE002607>
- Balme, M. R., Whelley, P. L., Greeley, R., Aug. 2003. Mars : Dust devil track survey in argyre planitia and hellas basin. *J. Geophys. Res.* 108 (E8), 5086–. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2003JE002096>
- Bardintzeff, J., McBirney, A. R., 2000. *Volcanology*, 2nd Edition. Jones and Bartlett Publishers, Boston, Mass, 2nd ed.
- Barlow, N. G., Bradley, T. L., Sep. 1990. Martian impact craters : Correlations of ejecta and interior morphologies with diameter, latitude, and terrain. *Icarus* 87 (1), 156–179. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0019103590900266>
- Bateman, M. D., Murton, J. B., 2006. The chronostratigraphy of late pleistocene glacial and periglacial aeolian activity in the tuktoyaktuk coastlands, nwt, canada. *Quaternary Science Reviews* 25, 2552–2568.
- Beer, J., Mende, W., Stellmacher, R., Jan. 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews* 19 (1-5), 403–415. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379199000724>
- Begè, J. E., Jan. 2001. Continuous late quaternary proxy climate records from loess in beringia. *Quaternary Science Reviews* 20 (1-3), 499–507. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379100001025>
- Berger, A., 1992. Astronomical theory of paleoclimates and the last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 11 (5), 571–581. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/027737919290014Y>
- Berger, A., Loutre, M., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10 (4), 297–317. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/027737919190033Q>
- Berman, D. C., Hartmann, W. K., Sep. 2002. Recent fluvial, volcanic, and tectonic activity on the cerberus plains of mars. *Icarus* 159 (1), 1–17. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103502969204>
- Berthling, I., Etzelmüller, B., Mar. 2011. The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research* 75 (2), 378–384. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589410001559>
-

- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., Forget, F., the OMEGA team, Berthé, M., Bibring, J.-P., Gendrin, A., Gomez, C., Gondet, B., Jouglet, D., Poulet, F., Soufflot, A., Vincendon, M., Combes, M., Drossart, P., Encrenaz, T., Fouchet, T., Merchiorri, R., Belluci, G., Altieri, F., Formisano, V., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Fonti, S., Korablev, O., Kottsov, V., Ignatiev, N., Moroz, V., Titov, D., Zasova, L., Loiseau, D., Mangold, N., Pinet, P., Douté, S., Schmitt, B., Sotin, C., Hauber, E., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Arvidson, R., Mustard, J. F., Duxbury, T., Forget, F., Neukum, G., Apr. 2006. Global mineralogical and aqueous mars history derived from omega/mars express data. *Science* 312 (5772), 400–404.
URL <http://www.sciencemag.org/content/312/5772/400.abstract>
- Black, R., 1969. Thaw depression and thaw lakes, a review. *Biuletyn Peryglacjalny* 18, p. 131–150.
- Black, R., 1976b. Periglacial features indicative of permafrost : Ice and soil wedges. *Quaternary Research* 6, 3–26.
- Black, R., Barksdale, W., 1949. Oriented lakes of northern alaska. *Journal of Geology* 27, p. 105–118.
- Black, R. F., 1952. Polygonal patterns and ground conditions from aerial photographs. *Photogrammetric Engineering* 18, 123–34.
- Black, R. F., 1973. Growth of patterned ground in victoria land, antarctica. In : National Academy of Sciences : Washington, D. (Ed.), In *Permafrost : North American Contribution to the Second International Conference*. pp. 193–203.
- Black, R. F., 1976a. Features indicative of permafrost. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 4, 75.
- Bockheim, J. G., Campbell, I. B., McLeod, M., 2007. Permafrost distribution and active-layer depths in the mcmurdo dry valleys, antarctica. *Permafrost Periglac. Process.* 18 (3), 217–227.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.588>
- Bockheim, J. G., Hall, K. J., Jan/Feb 2002. Permafrost, active-layer dynamics and periglacial environments of continental antarctica : Periglacial and permafrost research in the southern hemisphere. *South African Journal of Science* 98 (1 & 2), p. 82–90.
- Bockheim, J. G., Kurz, M. D., Soule, S. A., Burke, A., 2009. Genesis of active sand-filled polygons in lower and central beacon valley, antarctica. *Permafrost Periglac. Process.* 20 (3), 295–308.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.661>
- Bogatova, G., Bugrimova, N., 1981. Atlas of Yakutia. GUGK, Moscow.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., Dec. 2001. Persistent solar influence on north atlantic climate during the holocene. *Science* 294 (5549), 2130–2136.
URL <http://www.sciencemag.org/content/294/5549/2130.abstract>
- Bouley, S., Ansan, V., Mangold, N., Masson, P., Neukum, G., Jul. 2009. Fluvial morphology of nakdong vallis, mars : A late activity with multiple processes. *Planetary and Space Science*

57 (8-9), 982–999.

URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063309000427>

Bourke, M. C., Ewing, R. C., Finnegan, D., McGowan, H. A., Aug. 2009. Sand dune movement in the victoria valley, antarctica. *Geomorphology* 109 (3-4), 148–160.

URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X09000889>

Boynton, W. V., Feldman, W. C., Squyres, S. W., Prettyman, T. H., Bruckner, J., Evans, L. G., Reedy, R. C., Starr, R., Arnold, J. R., Drake, D. M., Englert, P. A. J., Metzger, A. E., Mitrofanov, I., Trombka, J. I., d'Uston, C., Wanke, H., Gasnault, O., Hamara, D. K., Janes, D. M., Marcialis, R. L., Maurice, S., Mikheeva, I., Taylor, G. J., Tokar, R., Shinohara, C., 2002. Distribution of hydrogen in the near surface of mars : Evidence for subsurface ice deposits. *Science* 297 (5578), 81–85.

Bradley, R., May 2000. 1000 years of climate change. *Science* 288 (5470), 1353–1355.

URL <http://www.sciencemag.org/content/288/5470/1353.short>

Bridges, N. T., Geissler, P. E., McEwen, A. S., Thomson, B. J., Chuang, F. C., Herkenhoff, K. E., Keszthelyi, L. P., Martinez-Alonso, S., Dec. 2007. Windy mars : A dynamic planet as seen by the hirise camera. *Geophys. Res. Lett.* 34 (23), L23205–.

URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL031445>

Brouckov, A., Fukuda, M., Fedorov, A., Konstantinov, P., Iwahana, G., 2004. Thermokarst as a short-term permafrost disturbance, central yakutia. *Permafrost Periglac. Process.* 15 (1), 81–87.

URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.473>

Bryan, R. B., Jones, J. A. A., Oct. 1997. The significance of soil piping processes : inventory and prospect. *Geomorphology* 20 (3-4), 209–218.

URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X9700024X>

Bryson, K. L., Chevrier, V., Sears, D. W., Ulrich, R., Aug. 2008. Stability of ice on mars and the water vapor diurnal cycle : Experimental study of the sublimation of ice through a fine-grained basaltic regolith. *Icarus* 196 (2), 446–458.

URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103508000833>

Buczowski, D. L., McGill, G. E., Apr. 2002. Topography within circular grabens : Implications for polygon origin, utopia planitia, mars. *Geophys. Res. Lett.* 29 (7), 1155–.

URL <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL014100>

Burn, C., 2000. The thermal regime of a retrogressive thaw slump near mayo, yukon territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 967–981.

Burn, C. R., Aug. 2002. Tundra lakes and permafrost, richards island, western arctic coast, canada. *Can. J. Earth Sci.* 39 (8), 1281–1298.

URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e02-035>

- Burn, C. R., Kokelj, S. V., 2009. The environment and permafrost of the mackenzie delta area. *Permafrost Periglac. Process.* 20 (2), 83–105.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.655>
- Burn, C. R., Smith, M. W., 1990. Development of thermokarst lakes during the holocene at sites near mayo, yukon territory. *Permafrost Periglac. Process.* 1 (2), 161–175.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.3430010207>
- Burr, D. M., Grier, J. A., McEwen, A. S., Keszthelyi, L. P., Sep. 2002. Repeated aqueous flooding from the cerberus fossae : Evidence for very recently extant, deep groundwater on mars. *Icarus* 159 (1), 53–73.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103502969216>
- Burr, D. M., Tanaka, K. L., Yoshikawa, K., May 2009. Pingos on earth and mars. *Planetary and Space Science* 57 (5-6), 541–555.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6T-4V17CSB-2/2/f6f5e55112527a9248b16e4a07d2d4b4>
- Byrne, S., Apr. 2009b. The polar deposits of mars. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 37 (1), 535–560.
URL <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100101>
- Byrne, S., Dundas, C. M., Kennedy, M. R., Mellon, M. T., McEwen, A. S., Cull, S. C., Daubar, I. J., Shean, D. E., Seelos, K. D., Murchie, S. L., Cantor, B. A., Arvidson, R. E., Edgett, K. S., Reufer, A., Thomas, N., Harrison, T. N., Posiolova, L. V., Seelos, F. P., Sep. 2009. Distribution of mid-latitude ground ice on mars from new impact craters. *Science* 325 (5948), 1674–1676.
URL <http://www.sciencemag.org/content/325/5948/1674.abstract>
- Cailleux, A., 1971. Lacs en ourson, cernes et thermokarst. *Cahiers de géographie du Québec* 34, 131–136.
- Cailleux, A., 1978. Niveo-eolian Deposits. *Encyclopedia of Sedimentology*. Vol. vol. 6. New York.
- Campbell, I., Claridge, G., 1969. A classification of frigid soils - the zonal soils of the antarctic continent. *Soil Sci.* 107, 75–85.
- Campbell, I., Claridge, G., Campbell, D., Balks, M., 1998. The soil environment of the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. Vol. 72 of AGU. In : *Ecosystem Dynamics in a Polar Desert : The McMurdo Dry Valleys, Antarctica*. Antarctic Research Series, Washington, DC,.
- Canada, E., 2007. Canadian normals or averages 1971-2000. <http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/> Ottawa, Ontario, Canada.
- Carr, M. H., Nov. 1986. Mars : A water-rich planet ? *Icarus* 68 (2), 187–216.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103586900199>
- Carr, M. H., 1996. *Water on Mars*. Oxford Univ. Press, New York.

- Carr, M. H., 2001. Mars global surveyor observations of martian fretted terrain. *J. Geophys. Res.* 106 (E10), 23571–23593.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JE001316>
- Carr, M. H., Clow, G. D., Oct. 1981. Martian channels and valleys : Their characteristics, distribution, and age. *Icarus* 48 (1), 91–117.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0019103581901561>
- Carr, M. H., Head, James W., I., May 2003. Oceans on mars : An assessment of the observational evidence and possible fate. *J. Geophys. Res.* 108 (E5), 5042–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2002JE001963>
- Carr, M. H., Head III, J. W., Jun. 2010. Geologic history of mars. *Earth and Planetary Science Letters* 294 (3-4), 185–203.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V61-4X1XYM4-1/2/0125652fb19c1787191fc8f5b2881000>
- Carr, M. H., Schaber, G. G., 1977. Martian permafrost features. *J. Geophys. Res.* 82 (28), 4039–4054.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/JS082i028p04039>
- Carson, C., Hussey, K., 1960. Hydrodynamics in three arctic lakes. *The Journal of Geology* 68, 585–600.
- Carson, C. E., Hussey, K. M., 1962. The oriented lakes of arctic alaska. *Journal of Geology* 70, 417–439.
- Carter, L. D., 1987. Oriented lakes. In *Geomorphic systems of North America*. Geological Society of America, Boulder, CO.
- Carter, L. D., 1988. Loess and deep thermokarst basins in arctic alaska. In : *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost*, Tapir, Trondheim. Vol. 5th. p. 706 to 711.
- Catling, D. C., Wood, S. E., Leovy, C., Montgomery, D. R., Greenberg, H. M., Glein, C. R., Moore, J. M., Mar. 2006. Light-toned layered deposits in juvenae chasma, mars. *Icarus* 181 (1), 26–51.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103505004148>
- Chamberlain, M. A., Boynton, W. V., Jun. 2007. Response of martian ground ice to orbit-induced climate change. *J. Geophys. Res.* 112 (E6), E06009–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002801>
- Chapman, M. G., Jun. 1994. Evidence, age, and thickness of a frozen paleolake in utopia planitia, mars. *Icarus* 109 (2), 393–406.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001910358471102X>
- Chapman, M. G., Feb. 2003. Sub-ice volcanoes and ancient oceans/lakes : a martian challenge. *Global and Planetary Change* 35 (3-4), 185–198.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818102001261>

- Christensen, P. R., Mar. 2003. Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits. *Nature* 422 (6927), 45–48.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature01436>
- Christiansen, E. H., Mar. 1989. Lahars in the elysium region of mars. *Geology* 17 (3), 203–206.
URL <http://geology.gsapubs.org/cgi/content/abstract/17/3/203>
- Christiansen, H. H., 2005. Thermal regime of ice-wedge cracking in adventdalen, svalbard. *Permafrost Periglac. Process.* 16 (1), 87–98.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.523>
- Clifford, S. M., 1991. The role of thermal vapor diffusion in the subsurface hydrologic evolution of mars. *Geophys. Res. Lett.* 18 (11), 2055–2058.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/91GL02469>
- Clifford, S. M., 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on mars. *J. Geophys. Res.* 98 (E6), 10973–11016.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/93JE00225>
- Clifford, S. M., Lasue, J., Heggy, E., Boisson, J., McGovern, P., Max, M. D., Jul. 2010. Depth of the martian cryosphere : Revised estimates and implications for the existence and detection of subpermafrost groundwater. *J. Geophys. Res.* 115 (E7), E07001.
- Clifford, S. M., Parker, T. J., 2001. The evolution of the martian hydrosphere : Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the northern plains. *Icarus* 154 (1), 40–79.
- COHMAP Members, a., 1988. Climatic changes of the last 18,000 years : Observations and model simulations. *Science* 241, 1043–1052.
- Connerney, J. E. P. e. a., 1999. Magnetic lineations in the ancient crust of mars. *Science* 284, 794–800.
- Costard, F., Baker, V. R., Apr. 2001. Thermokarst landforms and processes in ares vallis, mars. *Geomorphology* 37 (3-4), 289–301.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S01695555X0000088X>
- Costard, F., Forget, F., Madeleine, J. B., Soare, R. J., Kargel, J. S., Mar. 2008. The origin and formation of scalloped terrain in utopia planitia : Insight from a general circulation model. In : *Lunar and Planetary Sc. Conf. Abstracts*. Vol. 39. p. 1274.
- Costard, F., Forget, F., Mangold, N., Peulvast, J. P., 2002. Formation of recent martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity. *Science* 295 (5552), 110–113.
- Costard, F. M., Jun. 1989. The spatial distribution of volatiles in the martian hydrolithosphere. *Earth, Moon, and Planets* 45 (3), 265–290.
URL <http://dx.doi.org/10.1007/BF00057747>
- Costard, F. M., Kargel, J. S., 1995. Outwash plains and thermokarst on mars. *Icarus* 114, 93–112.
URL [doi:10.1006/icar.1995.1046](https://doi.org/10.1006/icar.1995.1046)
-

- Coté, M. M., Burn, C. R., 2002. The oriented lakes of tuktoyaktuk peninsula, western arctic coast, canada : a gis-based analysis. *Permafrost Periglac. Process.* 13 (1), 61–70.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.407>
- Craddock, R. A., Howard, A. D., Nov. 2002. The case for rainfall on a warm, wet early mars. *J. Geophys. Res.* 107 (E11), 5111–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2001JE001505>
- Cull, S., Arvidson, R. E., Mellon, M. T., Skemer, P., Shaw, A., Morris, R. V., Dec. 2010. Compositions of subsurface ices at the mars phoenix landing site. *Geophys. Res. Lett.* 37 (24), L24203.
- Currey, D., 1964. A preliminary study of valley asymmetry in the ogotoruk creek area, n.w. alaska. *Arctic* 17, p. 84–98.
- Czudek, T., Demek, J., 1970. Thermokarst in siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quaternary Research* 1 (1), 103–120.
- Dallimore, A., Schröder-Adams, C., Dallimore, S., 2000. Holocene environmental history of thermokarst lakes on richards island, northwest territories, canada : theocamoebians as paleolimnological indicators. *Journal of Paleolimnology* 23, 261–283.
- Dallimore, S., Wolfe, S., August 1988. Massive ground ice associated with glaciofluvial sediments, richards island, nwt, canada. In : Press, T. (Ed.), *Fifth International Conference on Permafrost*. Vol. 5th. Trondheim, Norway, pp. p. 132–137.
- De Hon, R. A., Mar. 1991. Polygenetic origin of hrad vallis, mars. In : *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Vol. 22 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. pp. 295–+.
- De Pablo, M. A., Komatsu, G., Jan. 2009. Possible pingo fields in the utopia basin, mars : Geological and climatological implications. *Icarus* 199 (1), 49–74.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103508003278>
- Decker, E. R., Bucher, G. J., 1977. Geothermal studies in antarctica. *Antarctic Journal of the United States* 12, 103–104.
- Dickson, J. L., Head, J. W., Marchant, D. R., 2008. Late amazonian glaciation at the dichotomy boundary on mars : Evidence for glacial thickness maxima and multiple glacial phases. *Geology* 36 (5), 411–414.
URL <http://geology.gsapubs.org/content/36/5/411.abstract>
- Dundas, C. M., Byrne, S., Apr. 2010. Modeling sublimation of ice exposed by new impacts in the martian mid-latitudes. *Icarus* 206 (2), 716–728.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001910350900390X>
- Dundas, C. M., Mellon, M. T., McEwen, A. S., Lefort, A., Keszthelyi, L. P., Thomas, N., Feb. 2008. Hirise observations of fractured mounds : Possible martian pingos. *Geophys. Res. Lett.* 35 (4), L04201–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL031798>

- Dupeyrat, L., Costard, F., Randriamazaoro, R., Gailhardis, E., Gautier, E., Fedorov, A., 2011. Effects of ice content on the thermal erosion of permafrost : Implications for coastal and fluvial erosion. *Permafrost and Periglac. Process.* 22 (2), 179–187.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.722>
- Dylik, J., 1964a. Eléments essentiels de la notion de périglaciaire. *Biuletyn Peryglacjalny* 14, 111–132.
- Dylik, J., 1964b. Le thermokarst, phénomène négligé dans les études du pleistocène. *Annales de Géographie* 73 (399), 513–523.
- El Maarry, M. R., Markiewicz, W. J., Mellon, M. T., Goetz, W., Dohm, J. M., Pack, A., Oct. 2010. Crater floor polygons : Desiccation patterns of ancient lakes on mars ? *J. Geophys. Res.* 115 (E10), E10006–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2010JE003609>
- Elwood Madden, M. E., Bodnar, R. J., Rimstidt, J. D., Oct. 2004. Jarosite as an indicator of water-limited chemical weathering on mars. *Nature* 431 (7010), 821–823.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature02971>
- Ermolaev, M. M., 1932a. Geological and geomorphological description of bolshoy lyakhovskii island. *Trudy SOPS AN SSSR, Yakut ser.*, (issue 7 (in Russian)).
- Farmer, C. B., Jun. 1976. Liquid water on mars. *Icarus* 28 (2), 279–289.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103576900385>
- Fassett, C. I., Head III, J. W., Nov. 2008a. Valley network-fed, open-basin lakes on mars : Distribution and implications for noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus* 198 (1), 37–56.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103508002728>
- Fassett, C. I., Head III, J. W., May 2008b. The timing of martian valley network activity : Constraints from buffered crater counting. *Icarus* 195 (1), 61–89.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103508000031>
- Fedorov, A., Konstantinov, P., 2003. Observations of surface dynamics with thermokarst initiation, yukechi site, central yakutia. In : *Proceedings of the 8th International Permafrost Conference*. Zurich, Switzerland, pp. pp. 239–243.
- Feldman, W. C., Prettyman, T. H., Maurice, S., Plaut, J. J., Bish, D. L., Vaniman, D. T., Mellon, M. T., Metzger, A. E., Squyres, S. W., Karunatillake, S., Boynton, W. V., Elphic, R. C., Funsten, H. O., Lawrence, D. J., Tokar, R. L., 2004. Global distribution of near-surface hydrogen on mars. *J. Geophys. Res.* 109 (E9), E09006–.
URL [doi:10.1029/2003JE002160](http://dx.doi.org/10.1029/2003JE002160)
- Fisher, D. A., Dec. 2005. A process to make massive ice in the martian regolith using long-term diffusion and thermal cracking. *Icarus* 179 (2), 387–397.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103505002666>

- Font, M., Lagarde, J.-L., Amorese, D., Coutard, J.-P., Dubois, A., Guillemet, G., Ozouf, J.-C., Vedie, E., 2006. Physical modelling of fault scarp degradation under freeze-thaw cycles. *Earth Surf. Process. Landforms* 31 (14), 1731–1745.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1371>
- Ford, D., 1987. Effects of glaciations and permafrost upon the development of karst in canada. *Earth Surf. Process. Landforms* 12 (5), 507–521.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3290120508>
- Forget, F., Haberle, R. M., Montmessin, F., Levrard, B., Head, J. W., Jan. 2006. Formation of glaciers on mars by atmospheric precipitation at high obliquity. *Science* 311 (5759), 368–371.
URL <http://www.sciencemag.org/content/311/5759/368.abstract>
- Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., Lewis, S. R., Read, P. L., Huot, J.-P., 1999. Improved general circulation models of the martian atmosphere from the surface to above 80 km. *J. Geophys. Res.* 104 (E10), 24155–24175.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/1999JE001025>
- Forman, S. L., Arthur Bettis, E., Kemmis, T. J., Miller, B. B., May 1992. Chronologic evidence for multiple periods of loess deposition during the late pleistocene in the missouri and mississippi river valley, united states : Implications for the activity of the laurentide ice sheet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93 (1-2), 71–83.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0031018292901847>
- Fortier, D., Allard, M., 2005. Frost-cracking conditions, bylot island, eastern canadian arctic archipelago. *Permafrost Periglac. Process.* 16 (2), 145–161.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.504>
- Fortier, D., Allard, M., Shur, Y., 2007. Observation of rapid drainage system development by thermal erosion of ice wedges on bylot island, canadian arctic archipelago. *Permafrost Periglac. Process.* 18 (3), 229–243.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.595>
- French, H., Shur, Y., Aug. 2010. The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews* 101 (3-4), 190–206.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825210000413>
- French, H. M., 1974. Active thermokarst processes, eastern banks island, western canadian arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences* 11 (6), 785–794.
- French, H. M., 2007. *The Periglacial Environment*, 3rd Edition. John Wiley, Chichester, UK, 458p.
- French, H. M., Egginton, P., 1973. Thermokarst development, banks island, western canadian arctic. In : *Second International Conference on Permafrost - North American Contributions*. pp. 203–212.

- French, H. M., Guglielmin, M., 2000. Frozen ground phenomena in the vicinity of terra nova bay, northern victoria land, antarctica : A preliminary report. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography* 82 (4), 513–526.
URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.0435-3676.2000.00138.x>
- French, H. M., Harry, D. G., 1990. Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western arctic coast, canada. *Permafrost Periglac. Process.* 1 (1), 31–43.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.3430010105>
- Frey, H. V., Jul. 2003. Buried impact basins and the earliest history of mars. In : *Sixth International Conference on Mars*. pp. 3104–+.
- Galve, J., Gutiérrez, F., Lucha, P., Bonachea, J., Remondo, J., Cendrero, A., Gutiérrez, M., Gimeno, M., Pardo, G., Sanchez, J., Jul. 2009. Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the ebro river valley upstream of zaragoza city (ne spain) : Geomorphological mapping and analysis as a basis for risk management. *Geomorphology* 108 (3-4), 145–158.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X09000026>
- Garvin, J. B., Sakimoto, S. E. H., Frawley, J. J., Jul. 2003. Craters on mars : Global geometric properties from gridded mola topography. In : *Sixth International Conference on Mars*. p. 3277.
- Gatto, L. W., Anderson, D. M., Apr. 1975. Alaskan thermokarst terrain and possible martian analog. *Science* 188 (4185), 255–257.
URL <http://www.sciencemag.org/content/188/4185/255.abstract>
- Gendrin, A., Mangold, N., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Poulet, F., Bonello, G., Quantin, C., Mustard, J., Arvidson, R., Le Mouélic, S., Mar. 2005. Sulfates in martian layered terrains : The omega/mars express view. *Science* 307 (5715), 1587–1591.
- Golombek, M. P., Bridges, N. T., 2000. Erosion rates on mars and implications for climate change : Constraints from the pathfinder landing site. *J. Geophys. Res.* 105 (E1), 1841–1853.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/1999JE001043>
- Greeley, R., 2002. Saltation impact as a means for raising dust on mars. *Planet. Space Sci.* 50, 151–155.
- Greeley, R., Iversen, J. D., 1985. *Wind as a Geological Process on Earth, Mars and Venus*. Cambridge Univ. Press,.
- Greeley, R., Spudis, P., 1981. Volcanism on mars. *Rev. Geophys. Space Phys.* 19, 13–41.
- Grosse, G., Schirrmeister, L., Siegert, C., Kunitsky, V. V., Slagoda, E. A., Andreev, A. A., Dereviagyn, A. Y., Apr. 2007. Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in northeast siberia during the late quaternary. *Geomorphology* 86 (1-2), 25–51.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X06003709>
- Grotzinger, J., Arvidson, R., Bell III, J., Calvin, W., Clark, B., Fike, D., Golombek, M., Greeley, R., Haldemann, A., Herkenhoff, K., Jolliff, B., Knoll, A., Malin, M., McLennan, S.,

- Parker, T., Soderblom, L., Sohl-Dickstein, J., Squyres, S., Tosca, N., Watters, W., Nov. 2005. Stratigraphy and sedimentology of a dry to wet eolian depositional system, burns formation, meridiani planum, mars. *Earth and Planetary Science Letters* 240 (1), 11–72.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X05006333>
- Gulick, V. C., Apr. 2001. Origin of the valley networks on mars : a hydrological perspective. *Geomorphology* 37 (3-4), 241–268.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X00000866>
- Haberle, R. M., McKay, C. P., Schaeffer, J., Cabrol, N. A., Grin, E. A., Zent, A. P., Quinn, R., 2001. On the possibility of liquid water on present-day mars. *J. Geophys. Res.* 106 (E10), 23317–23326.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JE001360>
- Haberle, R. M., Murphy, J. R., Schaeffer, J., Jan. 2003. Orbital change experiments with a mars general circulation model. *Icarus* 161 (1), 66–89.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103502000179>
- Hagedorn, B., Sletten, R. S., Hallet, B., Aug. 2007. Sublimation and ice condensation in hyper-arid soils : Modeling results using field data from victoria valley, antarctica. *J. Geophys. Res.* 112 (F3), F03017–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006JF000580>
- Halevy, I., Zuber, M. T., Schrag, D. P., Dec. 2007. A sulfur dioxide climate feedback on early mars. *Science* 318 (5858), 1903–1907.
URL <http://www.sciencemag.org/content/318/5858/1903.abstract>
- Hallet, B., Sletten, R., Whilden, K., Mar. 2011. Micro-relief development in polygonal patterned ground in the dry valleys of antarctica. *Quaternary Research* 75 (2), 347–355.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589410001535>
- Haltigin, T., Pollard, W., Dutilleul, P., Oct. 2010. Comparison of ground- and aerial-based approaches for quantifying polygonal terrain network geometry on earth and mars via spatial point pattern analysis. *Planetary and Space Science* 58 (12), 1636–1649.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063310002461>
- Hamelin, L. E., Cook, F. A., 1967. *Le Périglaciaire par L'image* (Illustrated Glossary of Periglacial Phenomena). Quebec : Presses Univ. Laval.
- Harris, C., Kern-Luetschg, M., Murton, J., Font, M., Davies, M., Smith, F., 2008. Solifluction processes on permafrost and non-permafrost slopes : results of a large-scale laboratory simulation. *Permafrost Periglac. Process.* 19 (4), 359–378.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.630>
- Harris, C., Lewkowicz, A. G., Aug. 1993. Form and internal structure of active-layer detachment slides, fosheim peninsula, ellesmere island, northwest territories, canada. *Can. J. Earth Sci.*

- 30 (8), 1708–1714.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e93-149>
- Harry, D. G., Gozdzik, J. S., 1988. Ice wedges : Growth, thaw transformation, and palaeoenvironmental significance. *J. Quaternary Sci.* 3 (1), 39–55.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.3390030107>
- Hartmann, W. K., Jun. 1977. Relative crater production rates on planets. *Icarus* 31 (2), 260–276.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0019103577900379>
- Hartmann, W. K., Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of mars. *Space Science Reviews* 96, 165–194.
- Hartmann, W. K., Werner, S. C., Jun. 2010. Martian cratering 10. progress in use of crater counts to interpret geological processes : Examples from two debris aprons. *Earth and Planetary Science Letters* 294 (3-4), 230–237.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X09005901>
- Haschenburger, J., Souch, C., 2004. Contributions to the understanding of geomorphic landscapes published in the annals. *Annals of the Association of American Geographers* 94, 771–193.
- Hauber, E., van Gasselt, S., Chapman, M. G., Neukum, G., Feb. 2008. Geomorphic evidence for former lobate debris aprons at low latitudes on mars : Indicators of the martian paleoclimate. *J. Geophys. Res.* 113 (E2), E02007–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007JE002897>
- Hauber, E., van Gasselt, S., Ivanov, B., Werner, S., Head, J. W., Neukum, G., Jaumann, R., Greeley, R., Mitchell, K. L., Muller, P., HRSC, C.-I. T., Mar. 2005. Discovery of a flank caldera and very young glacial activity at hecatates tholus, mars. *Nature* 434 (7031), 356–361.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature03423>
- Head, James W., I., Pratt, S., 2001. Extensive hesperian-aged south polar ice sheet on mars : Evidence for massive melting and retreat, and lateral flow and ponding of meltwater. *J. Geophys. Res.* 106 (E6), 12275–12299.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JE001359>
- Head, J., Marchant, D., Agnew, M., Fassett, C., Kreslavsky, M., Jan. 2006a. Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of mars : Evidence for late amazonian obliquity-driven climate change. *Earth and Planetary Science Letters* 241 (3-4), 663–671.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X05007727>
- Head, J. W., Mustard, J. F., Kreslavsky, M. A., Milliken, R. E., Marchant, D. R., 2003. Recent ice ages on mars. *Nature* 426 (6968), 797–802.
URL [doi:10.1038/nature02114](http://dx.doi.org/10.1038/nature02114)
- Head, J. W., Neukum, G., Jaumann, R., Hiesinger, H., Hauber, E., Carr, M., Masson, P., Foing, B., Hoffmann, H., Kreslavsky, M., Werner, S., Milkovich, S., van Gasselt, S., HRSC, C.-I. T., Mar. 2005. Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on mars.

- Nature 434 (7031), 346–351.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature03359>
- Head, III, J. W., Marchant, D. R., Mar. 2006b. Evidence for global-scale northern mid-latitude glaciation in the amazonian period of mars : Debris-covered glacier and valley glacier deposits in the 30°-50° n latitude band. In : S. Mackwell & E. Stansbery (Ed.), 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference. Vol. 37 of Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. pp. 1127–+.
- Hecht, M. H., Apr. 2002. Metastability of liquid water on mars. *Icarus* 156 (2), 373–386.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-45S48H0-5/2/e0e195dacbd5565f9987f7b7adb2277c>
- Herkenhoff, K. E., Plaut, J. J., Apr. 2000. Surface ages and resurfacing rates of the polar layered deposits on mars. *Icarus* 144 (2), 243–253.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103599962875>
- Hiesinger, H., Head, James W., I., 2000. Characteristics and origin of polygonal terrain in southern utopia planitia, mars : Results from mars orbiter laser altimeter and mars orbiter camera data. *J. Geophys. Res.* 105 (E5), 11999–12022.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/1999JE001193>
- Hill, P.R., S. S., 1999. Geomorphologic and sedimentary evolution of a transgressive thermokarst coast, mackenzie delta region, canadian beaufort sea. *Journal of Coastal Research* 15 (4), 11–29.
- Hinkel, K. M., Frohn, R. C., Nelson, F. E., Eisner, W. R., Beck, R. A., 2005. Morphometric and spatial analysis of thaw lakes and drained thaw lake basins in the western arctic coastal plain, alaska. *Permafrost Periglac. Process.* 16 (4), 327–341.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.532>
- Hoefen, T. M., Clark, R. N., Bandfield, J. L., Smith, M. D., Pearl, J. C., Christensen, P. R., Oct. 2003. Discovery of olivine in the nili fossae region of mars. *Science* 302 (5645), 627–630.
URL <http://www.sciencemag.org/content/302/5645/627.abstract>
- Holmes, G. W., Hopkins, D. M., Foster, H. L., 1968. Pingos in central alaska. *United States Geological Survey Bulletin* 1241-H, 40 pp.
- Holt, J. W., Safaeinili, A., Plaut, J. J., Head, J. W., Phillips, R. J., Seu, R., Kempf, S. D., Choudhary, P., Young, D. A., Putzig, N. E., Biccari, D., Gim, Y., Nov. 2008. Radar sounding evidence for buried glaciers in the southern mid-latitudes of mars. *Science* 322 (5905), 1235–1238.
URL <http://www.sciencemag.org/content/322/5905/1235.abstract>
- Hon, R. A., 1992. Martian lake basins and lacustrine plains. *Earth, Moon, and Planets* 56, 95–122, 10.1007/BF00056352.
URL <http://dx.doi.org/10.1007/BF00056352>
- Hopkins, D., 1949. Thaw lakes and thaw sinks in the imuruk lake area, seward peninsula, alaska. *Journal of Geology* 57, p. 119–131.

- Houghton, J. T., Jenkins, G. J., Ephraums, J. J., eds, 1990. The IPCC Scientific Assessment. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Hättestrand, C., 1994. Boulder depressions in central sweden - remnants of a pre-late weichselian landscape ? *Geografiska Annaler* A76, 153–160.
- Hurault, B., Lagarde, J.-L., Font, M., 2010. Physical modeling approach of thawing permafrost. In : Third European Conference on Permafrost book (EUCOP3).
- Hyatt, J. A., 1992. Cavity development in ice-rich permafrost, pangnirtung, baffin island, northwest territories. *Permafrost Periglac. Process.* 3 (4), 293–313.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.3430030404>
- Hynek, B. M., Beach, M., Hoke, M. R. T., Mar. 2008. Updated global map of martian valley networks and implications for hydrologic processes. In : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. Vol. 39 of Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. pp. 2353–+.
- Hynek, B. M., Phillips, R. J., Oct. 2001. The enigmatic arabia terra, mars. In : Howard, A. D., Moore, J., Rice, J. W. (Eds.), *Field Trip and Workshop on the Martian Highlands and Mojave Desert Analogs*. Field Trip and Workshop on the Martian Highlands and Mojave Desert Analogs, p. p. 27.
- Ivanov, B., 2001. Mars/Moon cratering rate ratio estimates. Vol. International Space Science Institute. *Chronology and Evolution of Mars*, Bern.
- Jorgenson, M. T., Shur, Y., May 2007. Evolution of lakes and basins in northern alaska and discussion of the thaw lake cycle. *J. Geophys. Res.* 112 (F2), F02S17–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006JF000531>
- Jorgenson, M. T., Shur, Y. L., Pullman, E. R., Jan. 2006. Abrupt increase in permafrost degradation in arctic alaska. *Geophys. Res. Lett.* 33 (2), L02503.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL024960>
- Jouannic, G., Gargani, J., Costard, F., Marmo, C., Schmidt, F., Ori, G., Lucas, A., 2011. Processes of formation of debris flows on the russell dune under a periglacial environment (mars). In : *European Planetary Science Congress-DPS 2011*. Vol. vol. 6. p. 626.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M., Stephani, E., May 2011. Cryostratigraphy of late pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern alaska, itkillik river exposure. *Quaternary Research* 75 (3), 584–596.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589410001468>
- Kargel, J. S., Costard, F. M., 1993. Possible occurrence and origin of massive ice in utopia planitia, 7–8.
- Kargel, J. S., Furfaro, R., Wibben, D., Berman, D. C., Hubbard, B., Milliken, R. E., Pelletier, J., Rodriguez, J. A. P., Mar. 2011. Melting a martian viscous flow feature : A modern-climate, dust-blanketed glacier model. In : *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Vol. 42 of Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. pp. 2266–+.

- Kargel, J. S., Strom, R. G., Jan. 1992. Ancient glaciation on mars. *Geology* 20 (1), 3–7.
URL <http://geology.gsapubs.org/cgi/content/abstract/20/1/3>
- Katchurin, S. P., 1962. Thermokarst within the territory of the ussr. *Biuletyn Peryglacjalny* 11, p. 49–55.
- Kaufman, D. S., Ager, T. A., Anderson, N. J., Anderson, P. M., Andrews, J. T., Bartlein, P. J., Brubaker, L. B., Coats, L. L., Cwynar, L. C., Duvall, M. L., Dyke, A. S., Edwards, M. E., Eisner, W. R., Gajewski, K., Geirsdottir, A., Hu, F. S., Jennings, A. E., Kaplan, M. R., Kerwin, M. W., Lozhkin, A. V., MacDonald, G. M., Miller, G. H., Mock, C. J., Oswald, W. W., Otto-Bliesner, B. L., Porinchu, D. F., Rühland, K., Smol, J. P., Steig, E. J., Wolfe, B. B., Mar. 2004. Holocene thermal maximum in the western arctic (0-180°w). *Quaternary Science Reviews* 23 (5-6), 529–560.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379103002956>
- Ke, Y., Solomatov, V. S., Oct. 2006. Early transient superplumes and the origin of the martian crustal dichotomy. *J. Geophys. Res.* 111 (E10), E10001–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2005JE002631>
- Kerfoot, D., 1972. Thermal contraction cracks in an arctic tundra environment. *Arctic* 25, 142–150.
- Kirk, R. L., Howington-Kraus, E., Rosiek, M. R., Anderson, J. A., Archinal, B. A., Becker, K. J., Cook, D. A., Galuszka, D. M., Geissler, P. E., Hare, T. M., Holmberg, I. M., Keszthelyi, L. P., Redding, B. L., Delamere, W. A., Gallagher, D., Chapel, J. D., Eliason, E. M., King, R., McEwen, A. S., Nov. 2008. Ultrahigh resolution topographic mapping of mars with mro hirise stereo images : Meter-scale slopes of candidate phoenix landing sites. *J. Geophys. Res.* 113 (E3), E00A24–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007JE003000>
- Kokelj, S. V., Burn, C. R., 2005. Near-surface ground ice in sediments of the mackenzie delta, northwest territories, canada. *Permafrost Periglac. Process.* 16 (3), 291–303.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.537>
- Kokelj, S. V., Lantz, T. C., Kanigan, J., Smith, S. L., Coutts, R., 2009. Origin and polycyclic behaviour of tundra thaw slumps, mackenzie delta region, northwest territories, canada. *Permafrost Periglac. Process.* 20 (2), 173–184.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.642>
- Kowalewski, D. E., Marchant, D. R., Swanger, K. M., Head, III, J. W., Mar. 2011. Modeling vapor diffusion within cold and dry supraglacial tills of antarctica : Implications for the preservation of ancient ice. *Geomorphology* 126 (1-2), 159–173.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X10005027>
- Kreslavsky, M. A., Head, J. W., I., 2002b. Mars : Nature and evolution of young latitude-dependent water-ice-rich mantle. *Geophys. Res. Lett.* 29 (15), 1719–.
URL [doi:10.1029/2002GL015392](http://dx.doi.org/10.1029/2002GL015392)

- Kreslavsky, M. A., Head, J. W., 2000. Kilometer-scale roughness of mars : Results from mola data analysis. *J. Geophys. Res.* 105 (E11), 26695–26711.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JE001259>
- Kreslavsky, M. A., Head, J. W., Dec. 2002a. Fate of outflow channel effluents in the northern lowlands of mars : The vastitas borealis formation as a sublimation residue from frozen ponded bodies of water. *J. Geophys. Res.* 107 (E12), 5121–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2001JE001831>
- Kreslavsky, M. A., Head, J. W., Marchant, D. R., Feb. 2008. Periods of active permafrost layer formation during the geological history of mars : Implications for circum-polar and mid-latitude surface processes. *Planetary and Space Science* 56 (2), 289–302.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063307002085>
- Kuzmin, R. O., Ershow, E. D., Komarow, I. A., Kozlov, A. H., Isaev, V. S., Mar. 2002. The comparative morphometric analysis of polygonal terrains on mars and the earth high latitude areas. In : *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Vol. 33 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*. pp. 2030–+.
- Lacelle, D., Davila, A. F., Pollard, W. H., Andersen, D., Heldmann, J., Marinova, M., McKay, C. P., Jan. 2011. Stability of massive ground ice bodies in university valley, mcmurdo dry valleys of antarctica : Using stable o-h isotope as tracers of sublimation in hyper-arid regions. *Earth and Planetary Science Letters* 301 (1-2), 403–411.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X10007351>
- Lachenbruch, A., 1962. Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geological Society of America Special Paper* 70, 69 p.
- Lachenbruch, A. H., Dec. 1961. Depth and spacing of tension cracks. *J. Geophys. Res.* 66, 4273–4292.
- Lachenbruch, A. H., 1963. Contraction theory of ice-wedge polygons : a qualitative discussion. In : *N.A. S., N.R.C., P. (Ed.), Proc. Permafrost Int. Conf.* No. No. 1287. Purdue, pp. pp. 63–71.
- Lantuit, H., Pollard, W., 2008. Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on herschel island, southern beaufort sea, yukon territory, canada. *Geomorphology* 95 (1-2), 84–102.
- Lantz, T. C., Kokelj, S. V., 2008. Increasing rates of retrogressive thaw slump activity in the mackenzie delta region, n.w.t., canada. *Geophys. Res. Lett.* 35 (6), L06502–.
URL [doi:10.1029/2007GL032433](http://dx.doi.org/10.1029/2007GL032433)
- Laskar, J., Correia, A. C. M., Gastineau, M., Joutel, F., Levrard, B., Robutel, P., Aug. 2004. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of mars. *Icarus* 170 (2), 343–364.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-4CHRXV5-1/2/0231c911f2c496f82f7ac6dc1eb41737>

- Laskar, J., Levrard, B., Mustard, J. F., Sep. 2002. Orbital forcing of the martian polar layered deposits. *Nature* 419 (6905), 375–377.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature01066>
- Laskar, J., Robutel, P., Feb. 1993. The chaotic obliquity of the planets. *Nature* 361 (6413), 608–612.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/361608a0>
- Law, J., Van Dijk, D., 1994. Sublimation as a geomorphic process : A review. *Permafrost and Periglacial Processes* 5 (4), 237–249.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.3430050404>
- Le Deit, L., Le Mouélic, S., Bourgeois, O., Combe, J.-P., Mège, D., Sotin, C., Gendrin, A., Hauber, E., Mangold, N., Bibring, J.-P., Jul. 2008. Ferric oxides in east candor chasma, valles marineris (mars) inferred from analysis of omega/mars express data : Identification and geological interpretation. *J. Geophys. Res.* 113 (E7), E07001.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007JE002950>
- Leffingwell, E. d. K., 1915. Ground-ice wedges, the dominant form of ground-ice on the north coast of alaska. *Journal of Geology* 23, 635–654.
- Leffingwell, E. d. K., 1919. The Canning River region, Northern Alaska. No. 109. professional paper.
- Lefort, A., Russell, P., Thomas, N., Jan. 2010. Scalloped terrains in the peneus and amphitrites paterae region of mars as observed by hirise. *Icarus* 205 (1), 259–268.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-4WHMMGM-1/2/6a16c7cfa74536f216845cc52d03b385>
- Lefort, A., Russell, P. S., Thomas, N., McEwen, A. S., Dundas, C. M., Kirk, R. L., 2009. Observations of periglacial landforms in utopia planitia with the high resolution imaging science experiment (hirise). *J. Geophys. Res.* 114 (E4), E04005–.
URL [doi:10.1029/2008JE003264](http://dx.doi.org/10.1029/2008JE003264)
- Levrard, B., Forget, F., Montmessin, F., Laskar, J., Oct. 2004. Recent ice-rich deposits formed at high latitudes on mars by sublimation of unstable equatorial ice during low obliquity. *Nature* 431 (7012), 1072–1075.
URL [doi:10.1038/nature03055](http://dx.doi.org/10.1038/nature03055)
- Levrard, B., Forget, F., Montmessin, F., Laskar, J., Jun. 2007. Recent formation and evolution of northern martian polar layered deposits as inferred from a global climate model. *J. Geophys. Res.* 112 (E6), E06012–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002772>
- Levy, J., Head, J., Marchant, D., 2009b. Thermal contraction crack polygons on mars : Classification, distribution, and climate implications from hirise observations. *J. Geophys. Res.* 114 (E1), E01007–.
URL [doi:10.1029/2008JE003273](http://dx.doi.org/10.1029/2008JE003273)
- Levy, J., Head, J. W., Marchant, D. R., 2010b. Concentric crater fill in the northern mid-latitudes of mars : Formation processes and relationships to similar landforms of glacial origin. *Icarus* 209 (2), 390–404.

- Levy, J. S., Head, J. W., Marchant, D. R., 2009a. Concentric crater fill in utopia planitia : History and interaction between glacial brain-terrains and periglacial mantle processes. *Icarus* 202 (2), 462 – 476.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-4VRP28J-2/2/a2acbb9af20ac878dc501a060931b8be>
- Levy, J. S., Marchant, D. R., Head, J. W., 2010a. Thermal contraction crack polygons on mars : A synthesis from hirise, phoenix, and terrestrial analog studies. *Icarus* 206 (1), 229–252.
- Lewis, G. C., Fosberg, M. A., 1982. Distribution and character of loess and loess soils in southeastern idaho. *Idaho Bureau of Mines and Geology Bulletin* 26, 705–716.
- Lewkowicz, A., 1990. Morphology, frequency and magnitude of active later detachment slides, fosheim peninsula, ellesmere island, n.w.t. *Nordicana* 54, 111–118.
- Lewkowicz, A., 1999. Detection of permafrost features using spot panchromatic imagery, fosheim peninsula, ellesmere island, n.w.t. *Canadian Journal of Remote Sensing* 25, 34–44.
- Lewkowicz, A. G., 2007. Dynamics of active-layer detachment failures, fosheim peninsula, ellesmere island, nunavut, canada. *Permafrost Periglac. Process.* 18 (1), 89–103.
URL doi:10.1002/ppp.578
- Li, D., Chen, J., Meng, Q., Liu, D., Fang, J., Liu, J., 2008. Numeric simulation of permafrost degradation in the eastern tibetan plateau. *Permafrost Periglac. Process.* 19 (1), 93–99.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.611>
- Lin, S., 2002. Exact solution for determination of the maximum sublimation rate in a porous medium. *Journal of Heat Transfer* 124 (3), 525–529.
URL <http://dx.doi.org/10.1115/1.1470168>
- Lin, Z., Niu, F., Xu, Z., Xu, J., Wang, P., 2010. Thermal regime of a thermokarst lake and its influence on permafrost, beiluhe basin, qinghai-tibet plateau. *Permafrost Periglac. Process.* 21 (4), 315–324.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.692>
- Liu, J., Wang, S., Yu, S., Yang, D., Zhang, L., Jun. 2009. Climate warming and growth of high-elevation inland lakes on the tibetan plateau. *Global and Planetary Change* 67 (3-4), 209–217.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818109000514>
- Lozinski, W. V., 1909. Über die mechanische verwitterung der sandsteine im gemässigten klima. *Bulletin international de l'academie des Sciences de Cracovie* 1, 1–25, english translation by T. Mrozek, 1992. On the mechanical weathering of sandstones in temperate climates. In : Evans, D. J. E. ed., 1994, *Cold climate landform*, John Wiley and Sons Ltd, pp. 119-134.
- Lucchitta, B. K., 1981. Mars and earth : Comparison of cold-climate features. *Icarus* 45 (2), 264–303.
- Lucchitta, B. K., Ferguson, H. M., Summers, C., 1986. Sedimentary deposits in the northern lowland plains, mars. *J. Geophys. Res.* 91 (B13), E166–E174.
URL doi:10.1029/JB091iB13p0E166

- Luikov, A., Lebedev, D., Jun. 1973. Study of the ice sublimation process. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 16 (6), 1087–1090, IN1–IN6, 1091–1096.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V3H-482GHD3-CX/2/318ea7a2b434ba0b42cff4404552a811>
- Lunardini, V. J., 1996. Climatic warming and the degradation of warm permafrost. *Permafrost Periglac. Process.* 7 (4), 311–320.
URL [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199610\)7:4<311::AID-PPP234>3.0.CO;2-H](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199610)7:4<311::AID-PPP234>3.0.CO;2-H)
- MacDonald, R., 1995. Corona : Success for space reconnaissance, a look into the cold war, and a revolution for intelligence. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 61, pp. 689–719.
- Mackay, J., Slaymaker, O., 1989. The horton river breakthrough and resulting geomorphic changes in a permafrost environment, western arctic coast, canada. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 71 (3/4), 171–184.
- Mackay, J. R., 1956. Notes on oriented lakes of the liverpool bay area, northwest territories. *Revue Canadienne de Géographie* 10, 169–173.
- Mackay, J. R., 1963. The mackenzie delta area, n.w.t. *Memoir 8* (202 pp.), Geographical Branch, Mines and Technical Surveys, Ottawa, *Memoir 8* (202 pp.), Ottawa.
- Mackay, J. R., Apr. 1971. The origin of massive icy beds in permafrost, western arctic coast, canada. *Can. J. Earth Sci.* 8 (4), 397–422.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e71-043>
- Mackay, J. R., 1972. The world of underground ice. *Annals of the Association of American Geographers* 62 (1), 1–23.
- Mackay, J. R., Jun. 1973. The growth of pingos, western arctic coast, canada. *Can. J. Earth Sci.* 10 (6), 979–1004.
URL <http://dx.doi.org/10.1139/e73-086>
- Mackay, J. R., Oct. 1985. Pingo ice of the western arctic coast, canada. *Can. J. Earth Sci.* 22 (10), 1452–1464.
URL <http://dx.doi.org/10.1139/e85-151>
- Mackay, J. R., 1992. Lake stability in an ice-rich permafrost environment : examples from the western arctic coast. aquatic ecosystems in semi-arid regions. In : Robarts, R., Bothwell, M. (Eds.), *Implications for Resource Management : NHRI Symposium. Vol. Series 7. Environment, Canada*, pp. 1–26.
- Mackay, J. R., 1993. Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, western arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30 (8), 1720–1729.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e93-151>
- Mackay, J. R., 1995. Ice wedges on hillslopes and landform evolution in the late quaternary, western arctic coast, canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32 (8), 1093–1105.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e95-091>
-

- Mackay, J. R., 1997. A full-scale field experiment (1978-1995) on the growth of permafrost by means of lake drainage, western arctic coast : a discussion of the method and some results. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34 (1), 17–33.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e17-002>
- Mackay, J. R., 1998. Pingo growth and collapse, tuktoyaktuk peninsula area, western arctic coast, canada : a long-term field study. *Géographie physique et Quaternaire* 52, 271–323.
- Mackay, J. R., 1999. Periglacial features developed on the exposed lake bottoms of seven lakes that drained rapidly after 1950, tuktoyaktuk peninsula area, western arctic coast, canada. *Permafrost Periglac. Process.* 10 (1), 39–63.
URL [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199901/03\)10:1<39::AID-PPP305>3.0.CO;2-R](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199901/03)10:1<39::AID-PPP305>3.0.CO;2-R)
- Mackay, J. R., 2000. Thermally induced movements in ice-wedge polygons, western arctic coast : a long-term study. *Géographie physique et Quaternaire* 54 (1), p. 41–68.
URL <http://id.erudit.org/iderudit/004846ar>
- Mackay, J. R., Burn, C. R., 2002. The first 20 years (1978-1979 to 1998-1999) of ice-wedge growth at the illisarvik experimental drained lake site, western arctic coast, canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39 (1), 95–111.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e01-048>
- Mackay, J. R., Dallimore, S. R., Jun. 1992. Massive ice of the tuktoyaktuk area, western arctic coast, canada. *Can. J. Earth Sci.* 29 (6), 1235–1249.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e92-099>
- Mackay, J. R., Matthews Jr., J. V., 1983. Pleistocene ice and sand wedges, hooper island, north-west territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20 (7), 1087–1097.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e83-097>
- Madeleine, J.-B., Forget, F., Head, J. W., Levrard, B., Montmessin, F., Mar. 2007. Mars : A proposed climatic scenario for northern mid-latitude glaciation. In : *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Vol. 38 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*. pp. 1778–+.
- Madeleine, J.-B., Forget, F., Head, J. W., Levrard, B., Montmessin, F., Millour, E., 2009. Amazonian northern mid-latitude glaciation on mars : A proposed climate scenario. *Icarus* 203 (2), 390–405.
- Malin, M. C., Bell, James F., I., Cantor, B. A., Caplinger, M. A., Calvin, W. M., Clancy, R. T., Edgett, K. S., Edwards, L., Haberle, R. M., James, P. B., Lee, S. W., Ravine, M. A., Thomas, P. C., Wolff, M. J., May 2007. Context camera investigation on board the mars reconnaissance orbiter. *J. Geophys. Res.* 112 (E5), E05S04–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002808>
- Malin, M. C., Danielson, G. E., Ingersoll, A. P., Masursky, H., Veverka, J., Ravine, M. A., Soulanille, T. A., 1992. Mars observer camera. *J. Geophys. Res.* 97 (E5), 7699–7718.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/92JE00340>
- Malin, M. C., Edgett, K. S., 2000. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on mars. *Science* 288 (5475), 2330–2335.

- Malin, M. C., Edgett, K. S., 2001. Mars global surveyor mars orbiter camera : Interplanetary cruise through primary mission. *J. Geophys. Res.* 106 (E10), 23429–23570.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JE001455>
- Malin, M. C., Edgett, K. S., Dec. 2003. Evidence for persistent flow and aqueous sedimentation on early mars. *Science* 302 (5652), 1931–1934.
URL <http://www.sciencemag.org/content/302/5652/1931.abstract>
- Mangold, N., Jan. 2003. Geomorphic analysis of lobate debris aprons on mars at mars orbiter camera scale : Evidence for ice sublimation initiated by fractures. *J. Geophys. Res.* 108 (E4), 8021–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2002JE001885>
- Mangold, N., Apr. 2005. High latitude patterned grounds on mars : Classification, distribution and climatic control. *Icarus* 174 (2), 336–359.
- Mangold, N., Mar. 2011. Ice sublimation as a geomorphic process : A planetary perspective. *Geomorphology* 126 (1-2), 1–17.
- Mangold, N., Allemand, P., Duval, P., Geraud, Y., Thomas, P., Apr. 2002. Experimental and theoretical deformation of ice-rock mixtures : Implications on rheology and ice content of martian permafrost. *Planetary and Space Science* 50 (4), 385–401.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063302000053>
- Mangold, N., Maurice, S., Feldman, W. C., Costard, F., Forget, F., Aug. 2004b. Spatial relationships between patterned ground and ground ice detected by the neutron spectrometer on mars. *J. Geophys. Res.* 109 (E8), E08001–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2004JE002235>
- Mangold, N., Quantin, C., Ansan, V., Delacourt, C., Allemand, P., Jul. 2004a. Evidence for precipitation on mars from dendritic valleys in the valles marineris area. *Science* 305 (5680), 78–81.
URL <http://www.sciencemag.org/content/305/5680/78.abstract>
- Marchant, D., Lewis, A., Phillips, W., Moore, E., Souchez, R., Denton, G., Sugden, D., Potter, N., Landis, G., 2002. Formation of patterned ground and sublimation till over miocene glacier ice in beacon valley, southern victoria land, antarctica. *Geological Society of America Bulletin* 114 (6), 718–730.
URL <http://gsabulletin.gsapubs.org/content/114/6/718.abstract>
- Marchant, D. R., Head III, J. W., 2007. Antarctic dry valleys : Microclimate zonation, variable geomorphic processes, and implications for assessing climate change on mars. *Icarus* 192 (1), 187–222.
- Marsh, P., Neumann, N. N., 2001. Processes controlling the rapid drainage of two ice-rich permafrost-dammed lakes in nw canada. *Hydrol. Process.* 15 (18), 3433–3446.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1035>
- Massé, M., 2010. Nature et origine des dépôts de sulfates dans les régions équatoriales et polaires de mars. comparaison morphologique et minéralogique entre aram chaos et la calotte polaire nord. Ph.D. thesis, Université de Nantes. Faculté des Sciences et des Techniques.

- Matsuoka, N., Mar. 2011. Climate and material controls on periglacial soil processes : Toward improving periglacial climate indicators. *Quaternary Research* 75 (2), 356–365.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589410001584>
- McBride, S. A., Allen, C. C., Bell, M. S., Mar. 2005. Prospecting for martian ice. In : Stansbery, S. M. . E. (Ed.), 36th Lunar and Planetary Science Conference. Vol. 36 of Lunar and Planetary Inst. Technical Report. pp. 1090–+.
- McCauley, J. F., Carr, M. H., Cutts, J. A., Hartmann, W. K., Masursky, H., Milton, D. J., Sharp, R. P., Wilhelms, D. E., Oct. 1972. Preliminary mariner 9 report on the geology of mars. *Icarus* 17 (2), 289–327.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0019103572900036>
- McEwen, A. S., Banks, M. E., Baugh, N., Becker, K., Boyd, A., Bergstrom, J. W., Beyer, R. A., Bortolini, E., Bridges, N. T., Byrne, S., Castalia, B., Chuang, F. C., Crumpler, L. S., Daubar, I., Davatzes, A. K., Deardorff, D. G., DeJong, A., Alan Delamere, W., Dobrea, E. N., Dundas, C. M., Eliason, E. M., Espinoza, Y., Fennema, A., Fishbaugh, K. E., Forrester, T., Geissler, P. E., Grant, J. A., Griffes, J. L., Grotzinger, J. P., Gulick, V. C., Hansen, C. J., Herkenhoff, K. E., Heyd, R., Jaeger, W. L., Jones, D., Kanefsky, B., Keszthelyi, L., King, R., Kirk, R. L., Kolb, K. J., Lasco, J., Lefort, A., Leis, R., Lewis, K. W., Martinez-Alonso, S., Mattson, S., McArthur, G., Mellon, M. T., Metz, J. M., Milazzo, M. P., Milliken, R. E., Motazedian, T., Okubo, C. H., Ortiz, A., Philippoff, A. J., Plassmann, J., Polit, A., Russell, P. S., Schaller, C., Searls, M. L., Spriggs, T., Squyres, S. W., Tarr, S., Thomas, N., Thomson, B. J., Tornabene, L. L., Van Houten, C., Verba, C., Weitz, C. M., Wray, J. J., Jan. 2010. The high resolution imaging science experiment (hirise) during mro's primary science phase (psp). *Icarus* 205 (1), 2–37.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-4W9XBGV-1/2/8f5b18e5ac5758c00473a17dae4e7fd5>
- McEwen, A. S., Eliason, E. M., Bergstrom, J. W., Bridges, N. T., Hansen, C. J., Delamere, W. A., Grant, J. A., Gulick, V. C., Herkenhoff, K. E., Keszthelyi, L., Kirk, R. L., Mellon, M. T., Squyres, S. W., Thomas, N., Weitz, C. M., May 2007. Mars reconnaissance orbiter's high resolution imaging science experiment (hirise). *J. Geophys. Res.* 112 (E5), E05S02–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2005JE002605>
- McGill, G. E., Mar. 1989. Buried topography of utopia, mars - persistence of a giant impact depression. *Journal of Geophysical Research* 94, 2753–2759.
- McGill, G. E., 2001. The utopia basin revisited : Regional slope and shorelines from mola profiles. *Geophys. Res. Lett.* 28 (3), 411–414.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL008546>
- McGill, G. E., Hills, L. S., 1992. Origin of giant martian polygons. *J. Geophys. Res.* 97 (E2), 2633–2647.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/91JE02863>
- McGinnis, L. D., ed., 1981. Dry valley drilling project. Antarctic Research Series 33, American Geophysical Union : Washington, DC.

- McKay, C. P., Mellon, M. T., Friedman, E. I., 1998. Soil temperature and stability of ice-cemented ground in mcmurdo dry valleys, antarctica. *Antarct. Sci.* 10, 31–38.
- McSween Jr., H., 2002. The rocks of mars. *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 7–25.
- Mehta, A., Barker, G. C., 1994. The dynamics of sand. *Rep. Prog. Phys.* 57, 383.
- Mellon, M. T., 1997. Small-scale polygonal features on mars : Seasonal thermal contraction cracks in permafrost. *J. Geophys. Res.* 102 (E11), 25617–25628.
URL doi:10.1029/97JE02582
- Mellon, M. T., Arvidson, R. E., Marlow, J. J., Phillips, R. J., Asphaug, E., Nov. 2008. Periglacial landforms at the phoenix landing site and the northern plains of mars. *J. Geophys. Res.* 113 (E3), E00A23–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007JE003039>
- Mellon, M. T., Arvidson, R. E., Sizemore, H. G., Searls, M. L., Blaney, D. L., Cull, S., Hecht, M. H., Heet, T. L., Keller, H. U., Lemmon, M. T., Markiewicz, W. J., Ming, D. W., Morris, R. V., Pike, W. T., Zent, A. P., Dec. 2009. Ground ice at the phoenix landing site : Stability state and origin. *J. Geophys. Res.* 114 (E1), E00E07–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2009JE003417>
- Mellon, M. T., Feldman, W. C., Prettyman, T. H., Jun. 2004. The presence and stability of ground ice in the southern hemisphere of mars. *Icarus* 169 (2), 324–340.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-4BRTD23-1/2/ae16fbd3bd1d73e2d198431a61c8800d>
- Mellon, M. T., Jakosky, B. M., 1995. The distribution and behavior of martian ground ice during past and present epochs. *J. Geophys. Res.* 100 (E6), 11781–11799.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/95JE01027>
- Melnikov, V. P., Spesivtsev, V. I., 2000. Cryogenic Formations in the Earth's Lithosphere. SB RAS Publishing House.
- Meresse, S., Costard, F., Mangold, N., Masson, P., Neukum, G., Apr. 2008. Formation and evolution of the chaotic terrains by subsidence and magmatism : Hydraotes chaos, mars. *Icarus* 194 (2), 487–500.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001910350700509X>
- Merrison, J., Gunnlaugsson, H., Nornberg, P., Jensen, A., Rasmussen, K., Nov. 2007. Determination of the wind induced detachment threshold for granular material on mars using wind tunnel simulations. *Icarus* 191 (2), 568–580.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103507002072>
- Meyer, H., Dereviagin, A., Siegert, C., Schirrmeister, L., Hubberten, H.-W., 2002. Palaeoclimate reconstruction on big lyakhovsky island, north siberia - hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. *Permafrost Periglac. Process.* 13 (2), 91–105.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.416>

- Mège, D., Cook, A. C., Garel, E., Lagabrielle, Y., Cormier, M.-H., May 2003. Volcanic rifting at martian grabens. *J. Geophys. Res.* 108 (E5), 5044–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2002JE001852>
- Mikhail G. Grosswald, T. J. H., Lasca, N. P., 1999. Oriented lake-and-ridge assemblages of the arctic coastal plains : glacial landforms modified by thermokarst and solifluction. *Polar Record* 35 (194), 215–230.
- Miller, R. D., Black, P. B., Apr. 2003. Redistribution of water in terrestrial soils at subfreezing temperatures : A review of processes and their potential relevance to mars. *J. Geophys. Res.* 108 (E4), 8041–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2002JE001873>
- Milliken, R. E., Mustard, J. F., Jul. 2003. Erosional morphologies and characteristics of latitude-dependent surface mantles on mars. In : A. L. Albee & H. H. Kieffer (Ed.), *Sixth International Conference on Mars*. pp. 3240–+.
- Milliken, R. E., Mustard, J. F., Goldsby, D. L., 2003. Viscous flow features on the surface of mars : Observations from high-resolution mars orbiter camera (moc) images. *J. Geophys. Res.* 108 (E6), 5057–.
URL [doi:10.1029/2002JE002005](http://dx.doi.org/10.1029/2002JE002005)
- Mischna, M. A., Richardson, M. I., Wilson, R. J., McCleese, D. J., Jun. 2003. On the orbital forcing of martian water and co2 cycles : A general circulation model study with simplified volatile schemes. *J. Geophys. Res.* 108 (E6), 5062–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2003JE002051>
- Mitrofanov, I., Anfimov, D., Kozyrev, A., Litvak, M., Sanin, A., Tret'yakov, V., Krylov, A., Shvetsov, V., Boynton, W., Shinohara, C., Hamara, D., Saunders, R. S., Jul. 2002. Maps of subsurface hydrogen from the high energy neutron detector, mars odyssey. *Science* 297 (5578), 78–81.
URL <http://www.sciencemag.org/content/297/5578/78.abstract>
- Müller, F., 1959. Beobachtung uber pingos. *Meddelelser om Gronland* (English translation, National Research Council of Canada, technical translation TT-1073, 117 pp.) 153 (3), 127 pp.
- Morgenstern, A., Hauber, E., Reiss, D., van Gasselt, S., Grosse, G., Schirrmeister, L., 2007. Deposition and degradation of a volatile-rich layer in utopia planitia and implications for climate history on mars. *J. Geophys. Res.* 112 (E6), E06010–.
URL [doi:10.1029/2006JE002869](http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002869)
- Mouginis-Mark, P., Jan. 1981. Ejecta emplacement and modes of formation of martian fluidized ejecta craters. *Icarus* 45 (1), 60–76.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0019103581900063>
- Muhs, D. R., Bettis, A. E., Jan. 2003a. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Geological Society of America Special Papers* 370, 53–74.
URL <http://specialpapers.gsapubs.org/content/370/53.abstract>

- Muhs, D. R., Bettis, E. A., Jan. 2000. Geochemical variations in peoria loess of western iowa indicate paleowinds of midcontinental north america during last glaciation. *Quaternary Research* 53 (1), 49–61.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589499920902>
- Murton, J. B., 1996. Thermokarst-lake-basin sediments, tuktoyaktuk coastlands, western arctic canada. *Sedimentology* 43 (4), 737–760.
URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb02023.x>
- Murton, J. B., 2001. Thermokarst sediments and sedimentary structures, tuktoyaktuk coastlands, western arctic canada. *Global and Planetary Change* 28 (1-4), 175–192.
- Murton, J. B., 2005. Ground-ice stratigraphy and formation at north head, tuktoyaktuk coastlands, western arctic canada : a product of glacier-permafrost interactions. *Permafrost Periglac. Process.* 16 (1), 31–50.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.513>
- Murton, J. B., 2009. Stratigraphy and palaeoenvironments of richards island and the eastern beaufort continental shelf during the last glacial-interglacial cycle. *Permafrost Periglac. Process.* 20 (2), 107–125.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.647>
- Murton, J. B., Worsley, P., Gozdzik, J., May 2000. Sand veins and wedges in cold aeolian environments. *Quaternary Science Reviews* 19 (9), 899–922.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379199000451>
- Mustard, J. F., Cooper, C. D., Rifkin, M. K., 2001. Evidence for recent climate change on mars from the identification of youthful near-surface ground ice. *Nature* 412 (6845), 411–414.
URL [doi:10.1038/35086515](https://doi.org/10.1038/35086515)
- Mustard, J. F., Poulet, F., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Mangold, N., Bellucci, G., Altieri, F., Mar. 2005. Olivine and pyroxene diversity in the crust of mars. *Science* 307 (5715), 1594–1597.
URL <http://www.sciencemag.org/content/307/5715/1594.abstract>
- Nakashima, H., Shioji, Y., Kobayashi, T., Aoki, S., Shimizu, H., Miyasaka, J., Ohdoi, K., Feb. 2011. Determining the angle of repose of sand under low-gravity conditions using discrete element method. *Journal of Terramechanics* 48 (1), 17–26.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022489810000820>
- Nelson, F. E., Anisimov, O. A., Shiklomanov, N. I., Apr. 2001. Subsidence risk from thawing permafrost. *Nature* 410 (6831), 889–890.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/35073746>
- Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., Hauber, E., Head, J. W., Basilevsky, A. T., Ivanov, B. A., Werner, S. C., van Gasselt, S., Murray, J. B., McCord, T., TeamThe, H. C.-I., Dec. 2004. Recent and episodic volcanic and glacial activity on mars revealed by the high resolution stereo camera. *Nature* 432 (7020), 971–979.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature03231>

- Neukum, G., Wise, D. U., Dec. 1976. Mars : A standard crater curve and possible new time scale. *Science* 194 (4272), 1381–1387.
URL <http://www.sciencemag.org/content/194/4272/1381.short>
- Neumann, G. A., Rowlands, D. D., Lemoine, F. G., Smith, D. E., Zuber, M. T., 2001. Crossover analysis of mars orbiter laser altimeter data. *J. Geophys. Res.* 106 (E10), 23753–23768.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JE001381>
- Neumann, G. A., Zuber, M. T., Wieczorek, M. A., McGovern, P. J., Lemoine, F. G., Smith, D. E., Aug. 2004. Crustal structure of mars from gravity and topography. *J. Geophys. Res.* 109 (E8), E08002–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2004JE002262>
- Ng, F., Hallet, B., Sletten, R., Stone, J., 2005. Fast-growing till over ancient ice in beacon valley, antarctica. *Geology* 33, 121–124.
- Nimmo, F., Hart, S. D., Korycansky, D. G., Agnor, C. B., Jun. 2008. Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature* 453 (7199), 1220–1223.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature07025>
- Page, D. P., Jul. 2007. Recent low-latitude freeze-thaw on mars. *Icarus* 189 (1), 83–117.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-4MYVGB8-1/2/8830fb17052af117dce8e843f89de236>
- Parker, T. J., Gorsline, D. S., Saunders, R. S., Pieri, D. C., Schneeberger, D. M., 1993. Coastal geomorphology of the martian northern plains. *J. Geophys. Res.* 98 (E6), 11061–11078.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/93JE00618>
- Pavlidis, Y. A., Dunayev, N. N., Shcherbakov, F. A., 1997. The late pleistocene palaeogeography of arctic eurasian shelves. *Quaternary International* 41-42, 3–9.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1040618296000304>
- Pearce, G., Osinski, G. R., Soare, R. J., 2011. Intra-crater glacial processes in central utopia planitia, mars. *Icarus* 212 (1), 86 – 95.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-51R4SWC-1/2/46335f916a8cc4907aaca2ddc8198aa2>
- Pechmann, J. C., May 1980. The origin of polygonal troughs on the northern plains of mars. *Icarus* 42 (2), 185–210.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WGF-47316NB-1NH/2/7f2cb7999d165b96154840170411bc33>
- Pedersen, G., Head, J., 2010. Evidence of widespread degraded amazonian-aged ice-rich deposits in the transition between elysium rise and utopia planitia, mars : Guidelines for the recognition of degraded ice-rich materials. *Planetary and Space Science* 58 (14-15), 1953–970.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6T-513F8XR-3/2/5523cb84f82d19780a0618774fac46f8>
- Pelletier, J. D., Jun. 2005. Formation of oriented thaw lakes by thaw slumping. *J. Geophys. Res.* 110 (F2), F02018–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2004JF000158>

- Phillips, R. J., Zuber, M. T., Solomon, S. C., Golombek, M. P., Jakosky, B. M., Banerdt, W. B., Smith, D. E., Williams, R. M. E., Hynek, B. M., Aharonson, O., Hauck II, S. A., Mar. 2001. Ancient geodynamics and global-scale hydrology on mars. *Science* 291 (5513), 2587–2591.
- Pierce, K. L., Covington, H. R., Williams, P. L., McIntyre, D. H., 1983. Geologic map of the cotterel mountains and the northern raft river valley, cassia county, idaho. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1450, scale 1 :48,000.
- Pierce, T. L., Crown, D. A., May 2003. Morphologic and topographic analyses of debris aprons in the eastern hellas region, mars. *Icarus* 163 (1), 46–65.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103503000460>
- Pissart, A., 1995. Deux types de versants périglaciaires de haute belgique. *Questiones Geographicae Special Issue* 4, 241–245.
- Plaut, J. J., Safaeinili, A., Holt, J. W., Phillips, R. J., Head, James W., I., Seu, R., Putzig, N. E., Frigeri, A., Jan. 2009. Radar evidence for ice in lobate debris aprons in the mid-northern latitudes of mars. *Geophys. Res. Lett.* 36 (2), L02203–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL036379>
- Plescia, J. B., Mar. 2003. Amphitrites-peneus paterae/malea planum geology. In : Stansbery, S. M. . E. (Ed.), *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Vol. 34 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. pp. 1478–+.
- Plug, L. J., Walls, C., Scott, B. M., Feb. 2008. Tundra lake changes from 1978 to 2001 on the tuktoyaktuk peninsula, western canadian arctic. *Geophys. Res. Lett.* 35 (3), L03502–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL032303>
- Plug, L. J., Werner, B. T., 2001. Fracture networks in frozen ground. *J. Geophys. Res.* 106 (B5), 8599–8613.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900320>
- Plug, L. J., Werner, B. T., Jun. 2002. Nonlinear dynamics of ice-wedge networks and resulting sensitivity to severe cooling events. *Nature* 417 (6892), 929–933.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature00796>
- Pollack, J., Kasting, J., Richardson, S., Poliakoff, K., Aug. 1987. The case for a wet, warm climate on early mars. *Icarus* 71 (2), 203–224.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103587901473>
- Pollard, W. H., French, H. M., Nov. 1980. A first approximation of the volume of ground ice, richards island, pleistocene mackenzie delta, northwest territories, canada. *Can. Geotech. J.* 17 (4), 509–516.
URL <http://dx.doi.org/10.1139/t80-059>
- Popov, A. I., 1956. Le thermokarst. *Biuletyn Peryglacjalny* 4, p. 319–330.
- Popp, S., 2006. Late quaternary environment of central yakutia (ne siberia) : Signals in frozen ground and terrestrial sediments. Ph.D. thesis, Alfred-Wegener-Institut für Polar - und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam.

- Porsild, A. E., 1938. Earth mounds in unglaciated arctic northwestern america. *Geographical Review* 28, 46–58.
- Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J. F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidson, R. E., Gondet, B., Gomez, C., Dec. 2005. Phyllosilicates on mars and implications for early martian climate. *Nature* 438 (7068), 623–627.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature04274>
- Péwé, T., Journaux, A., Stuckenrath, R., 1977. Radiocarbon dates and late-quaternary stratigraphy from mamontova gora, unglaciated central yakutia, siberia, u.s.s.r. *Quaternary Research* 8, 51–63.
- Péwé, T. L., 1959. Sand-wedge polygons (tessellations) in the mcmurdo sound region, antarctica : a progress report. *American Journal of Science* 257, 545–552.
- Péwé, T. L., 1963. Ice-wedges in alaska. classification, distribution, and climatic significance. In : National Academy of Sciences-National Research Council, W. (Ed.), *Proceedings, First International Conference on Permafrost*. No. 1287. pp. 76–81.
- Péwé, T. L., 1969. *The periglacial environment*. McGill-Queen's University Press, Montreal.
- Péwé, T. L., 1973. Ice wedge casts and past permafrost distribution in north america. *Geoforum* 4 (3), 15–26.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/001671857390047X>
- Péwé, T. L., 1975. Quaternary geology of alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper 835.
- Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews* 14 (7-8), 653–667.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/02737919500047X>
- Raffi, R., Stenni, B., 2011. Isotopic composition and thermal regime of ice wedges in northern victoria land, east antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes* 22 (1), 65–83.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.701>
- Rampton, V. N., 1974. The influence of ground ice and thermokarst upon the geomorphology of the mackenzie-beaufort region. In : Fahey, Thompson. (Eds.), *Guelph Symposium on Geomorphology*, Norwich, Geo Abstracts Ltd. Vol. 3rd. Research in Polar and Alpine Geomorphology, pp. 43–59.
- Rampton, V. N., 1988. Quaternary geology of the tuktoyaktuk coastlands, northwest territories. Ph.D. thesis, Geological Survey of Canada Memoir, v. 423, 98 p.
- Reger, R. D., Péwé, T. L., 1976. Cryoplanation terraces : Indicators of a permafrost environment. *Quaternary Research* 6 (1), 99–109.
- Richardson, M. I., Mischna, M. A., Mar. 2005. Long-term evolution of transient liquid water on mars. *J. Geophys. Res.* 110 (E3), E03003–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2004JE002367>

- Richardson, M. I., Wilson, R. J., May 2002. Investigation of the nature and stability of the martian seasonal water cycle with a general circulation model. *J. Geophys. Res.* 107 (E5), 5031–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2001JE001536>
- Rind, D., Overpeck, J., 1993. Hypothesized causes of decade-to century-scale climate variability : climate model results. *Quaternary Science Reviews* 12, 357–374.
- Robock, A., 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* 38, 191–219.
- Romanovskii, N. N., 1973. Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissure polygons. *Biuletyn Peryglacjalny* 23, 237–277.
- Romanovskii, N. N., Hubberten, H.-W., Gavrilov, A. V., Tumskey, V. E., Tipenko, G. S., Grigoriev, M. N., Siegert, C., 2000. Thermokarst and land-ocean interactions, laptev sea region, russia. *Permafrost Periglac. Process.* 11 (2), 137–152.
URL [http://dx.doi.org/10.1002/1099-1530\(200004/06\)11:2<137::AID-PPP345>3.0.CO;2-L](http://dx.doi.org/10.1002/1099-1530(200004/06)11:2<137::AID-PPP345>3.0.CO;2-L)
- Romanovsky, V., Sazonova, T., Balobaev, V., Shender, N., Sergueev, D., Apr. 2007. Past and recent changes in air and permafrost temperatures in eastern siberia. *Global and Planetary Change* 56 (3-4), 399–413.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818106001974>
- Rossbacher, L. A., Judson, S., Jan. 1981. Ground ice on mars : Inventory, distribution, and resulting landforms. *Icarus* 45 (1), 39–59.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0019103581900051>
- Schirrmeister, L., Grosse, G., Kunitsky, V., Magens, D., Meyer, H., Dereviagin, A., Kuznetsova, T., Andreev, A., Babiy, O., Kienast, F., Grigoriev, M., Overduin, P. P., Preusser, F., 2008. Periglacial landscape evolution and environmental changes of arctic lowland areas for the last 60 000 years (western laptev sea coast, cape mamontov klyk). *Polar Research* 27 (2), 249–272.
URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-8369.2008.00067.x>
- Schirrmeister, L., Siegert, C., Kuznetsova, T., Kuzmina, S., Andreev, A., Kienast, F., Meyer, H., Bobrov, A., 2002. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the arctic region of northern siberia. *Quaternary International* 89 (1), 97 – 118.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VGS-459436H-6/2/4eeaeffddcd801ec6a43d0b2e27e7bae>
- Schon, S., Head, J., Fassett, C., 2009a. Unique chronostratigraphic marker in depositional fan stratigraphy on mars : Evidence for ca. 1.25 ma gully activity and surficial meltwater origin. *Geology* 37, 207–210.
- Schorghofer, N., Sep. 2007. Dynamics of ice ages on mars. *Nature* 449 (7159), 192–194.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/nature06082>
- Scott, D., Carr, M., 1978. Geological map of mars. Geological Survey Technical Report Miscellaneous Investigation Series, 1 : 25,000,000.

- Scott, D. H., Tanaka, K. L., 1986. Geological map of the western equatorial region of mars (1 :15,000,000).
- Scott, E. D., Wilson, L., Apr. 2002. Plinian eruptions and passive collapse events as mechanisms of formation for martian pit chain craters. *J. Geophys. Res.* 107 (E4), 5020–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JE001432>
- Seibert, N. M., Kargel, J. S., 2001. Small scale martian polygonal terrain : Implications for liquid surface water. *Geophys. Res. Lett.* 28 (5), 899–902.
URL [doi:10.1029/2000GL012093](http://dx.doi.org/10.1029/2000GL012093)
- Seidelmann, P. K., Abalakin, V. K., Bursa, M., Davies, M. E., Bergh, C. D., Lieske, J. H., Oberst, J., Simon, J. L., Standish, E. M., Stooke, P., Thomas, P. C., 2002. Report of the iau/iag working group on cartographic coordinates and rotational elements of the planets and satellites : 2000. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy* 82, 83–111.
- Seppälä, M., Oct. 1997. Piping causing thermokarst in permafrost, ungava peninsula, quebec, canada. *Geomorphology* 20 (3-4), 313–319.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X97000329>
- Sharp, R., 1973. Mars fretted and chaotic terrains. *J. Geophys. Res.* 78, 4073–4083.
- Shean, D. E., Head, J. W., Marchant, D. R., May 2005. Origin and evolution of a cold-based tropical mountain glacier on mars : The pavonis mons fan-shaped deposit. *J. Geophys. Res.* 110 (E5), E05001–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2004JE002360>
- Sher, A., Kuzmina, S., Kuznetsova, T., Sulerzhitsky, L., Mar. 2005. New insights into the weichselian environment and climate of the east siberian arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals. *Quaternary Science Reviews* 24 (5-6), 533–569.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379104002938>
- Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Mann, M. E., Faluvegi, G., Mar. 2004. Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600. *J. Geophys. Res.* 109 (D5), D05104.
- Shur, Y., French, H. M., Bray, M. T., Anderson, D. A., 2004. Syngenetic permafrost growth : cryostratigraphic observations from the crrel tunnel near fairbanks, alaska. *Permafrost Periglac. Process.* 15 (4), 339–347.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.486>
- Shur, Y. L., 1988. Upper Horizon of Permafrost and Thermokarst. Nauka (En Russe), Novosibirsk.
- Séjourné, A., Costard, F., Fedorov, A., Gargani, J., Soare, R. J., Marmo, C., Mar. 2011b. Thermokarst degradation of potential ice-wedge polygons inside scalloped depressions in utopia planitia, mars. In : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. Vol. 42 of Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. pp. 1904–+.
- Séjourné, A., Costard, F., Gargani, J., Marmo, C., Forget, F., Madeleine, J.-B., Soare, R. J., Mar. 2009. Periglacial processes in utopia planitia, evolution of scalloped terrains : New insights from hirise observations. In : Lunar and Planetary Sc. Conf. Abstracts. Vol. 40. p. 1733.

- Séjourné, A., Costard, F., Gargani, J., Soare, R., Fedorov, A., Marmo, C., 2011a. Scalloped depressions and small-sized polygons in western utopia planitia, mars : A new formation hypothesis. *Planetary and Space Science* 59 (5-6), 412–422.
- Séjourné, A., Costard, F., Gargani, J., Soare, R., Marmo, C., 2011c. Evidence of an eolian ice-rich and stratified permafrost in utopia planitia, mars. *Planetary and Space Science* Sous press.
- Séjourné, A., Costard, F., Gargani, J., Soare, R. J., Marmo, C., Mar. 2010. The polygon junction pits as an evidence of a particularly ice-rich area in utopia planitia. In : *Lunar and Planetary Sc. Conf. Abstracts*. Vol. 41. p. 2113.
- Skinner, J. A., Hare, T. M., Tanaka, K. L., Mar. 2006. Digital renovation of the atlas of mars 1 :15,000,000-scale global geologic series maps. In : *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*. Vol. 37 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. pp. 2331–+.
- Skinner, Jr., J. A., Tanaka, K. L., Jan. 2007. Evidence for and implications of sedimentary diapirism and mud volcanism in the southern utopia highland-lowland boundary plain, mars. *Icarus* 186 (1), 41–59.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103506002739>
- Sletten, R. S., Hallet, B., Fletcher, R. C., Apr. 2003. Resurfacing time of terrestrial surfaces by the formation and maturation of polygonal patterned ground. *J. Geophys. Res.* 108 (E4), 8044–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2002JE001914>
- Smalley, I. J., 1966. The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. *J. Sediment. Petrol* 36, 669–676.
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Head, J. W., Garvin, J. B., Banerdt, W. B., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., Abshire, J. B., Aharonson, O., David, C., Brown, Hauck, S. A., Ivanov, A. B., McGovern, P. J., Zwally, H. J., Duxbury, T. C., May 1999. The global topography of mars and implications for surface evolution. *Science* 284 (5419), 1495–1503.
URL <http://www.sciencemag.org/content/284/5419/1495.abstract>
- Smith, P. H., 2008. Phoenix on mars : The prime mission. *Bull. Am. Astron. Soc.* 40, 46.02.
- Smith, P. H., Tamppari, L. K., Arvidson, R. E., Bass, D., Blaney, D., Boynton, W. V., Carswell, A., Catling, D. C., Clark, B. C., Duck, T., DeJong, E., Fisher, D., Goetz, W., Gunnlaugsson, H. P., Hecht, M. H., Hipkin, V., Hoffman, J., Hviid, S. F., Keller, H. U., Kounaves, S. P., Lange, C. F., Lemmon, M. T., Madsen, M. B., Markiewicz, W. J., Marshall, J., McKay, C. P., Mellon, M. T., Ming, D. W., Morris, R. V., Pike, W. T., Renno, N., Staufer, U., Stoker, C., Taylor, P., Whiteway, J. A., Zent, A. P., 2009. H₂O at the phoenix landing site. *Science* 325 (5936), 58–61.
URL <http://www.sciencemag.org/content/325/5936/58.abstract>
- Soare, R., Kargel, J., Osinski, G., Costard, F., 2007. Thermokarst processes and the origin of crater-rim gullies in utopia and western elysium planitia. *Icarus* 191 (1), 95–112.

- Soare, R. J., Bun Tseung, J. M. W., Peloquin, C., Mar. 2005a. Possible thermokarst and alas formation in utopia planitia, mars. In : Stansbery, S. M. . E. (Ed.), 36th Lunar and Planetary Science Conference. Vol. 36th of Lunar and Planetary Inst. Technical Report. Lunar and Planetary Science Conference, pp. 1103–+.
- Soare, R. J., Burr, D. M., Wan Bun Tseung, J. M., 2005b. Possible pingos and a periglacial landscape in northwest utopia planitia. *Icarus* 174 (2), 373–382.
- Soare, R. J., Osinski, G. R., 2009. Stratigraphical evidence of late amazonian periglaciation and glaciation in the astapus colles region of mars. *Icarus* 202 (1), 17–21.
- Soare, R. J., Osinski, G. R., Roehm, C. L., 2008. Thermokarst lakes and ponds on mars in the very recent (late amazonian) past. *Earth and Planetary Sc. L.* 272 (1-2), 382–393.
- Soare, R. J., Séjourné, A., Pearce, G. D., Costard, F., Osinski, G. R., 2011. The tuktoyaktuk coastlands of northern canada : a possible wet periglacial analogue of utopia planitia, mars. Geological Society of America, special analogues issue in press.
- Soderblom, L. A., Kreidler, T. J., Masursky, H., 1973. Latitudinal distribution of a debris mantle on the martian surface. *J. Geophys. Res.* 78 (20), 4117–4122.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/JB078i020p04117>
- Soloviev, P. A., 1973a. Guidebook : Alass thermokarst relief of central yakutia. In : of Sciences, U. A. (Ed.), Second International Conference on Permafrost, Yakutsk 1973. p. 48 p.
- Soloviev, P. A., 1973b. Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in central yakutia. *Biuletyn Peryglacjalny* 23, 135–155.
- Squyres, S. W., 1978. Martian fretted terrain : Flow of erosional debris. *Icarus* 34, 600–613.
- Squyres, S. W., 1979. The distribution of lobate debris aprons and similar flows on mars. *J. Geophys. Res.* 84 (B14), 8087–8096.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/JB084iB14p08087>
- Squyres, S. W., Aharonson, O., Clark, B., Cohen, B. A., Crumpler, L., de Souza, P. A., Farrand, W. H., Gellert, R., Grant, J., Grotzinger, J. P., Haldemann, A. F. C., Johnson, J. R., Klingelhöfer, G., Lewis, K. W., Li, R., McCoy, T., McEwen, A. S., McSween, H. Y., Ming, D. W., Moore, J. M., Morris, R. V., Parker, T. J., Rice, J. W., Ruff, S., Schmidt, M., Schröder, C., Soderblom, L. A., Yen, A., May 2007. Pyroclastic activity at home plate in gusev crater, mars. *Science* 316 (5825), 738–742.
URL <http://www.sciencemag.org/content/316/5825/738.abstract>
- Squyres, S. W., Carr, M. H., 1986. Geomorphic evidence for the distribution of ground ice on mars. *Science* 231 (4735), 249–252.
URL <http://www.sciencemag.org/content/231/4735/249.abstract>
- Squyres, S. W., Knoll, A. H., Arvidson, R. E., Ashley, J. W., Bell, J. F., Calvin, W. M., Christensen, P. R., Clark, B. C., Cohen, B. A., de Souza, P. A., Edgar, L., Farrand, W. H., Fleischer, I., Gellert, R., Golombek, M. P., Grant, J., Grotzinger, J., Hayes, A., Herkenhoff, K. E., Johnson, J. R., Jolliff, B., Klingelhöfer, G., Knudson, A., Li, R., McCoy, T. J., McLennan, S. M., Ming, D. W., Mittlefehldt, D. W., Morris, R. V., Rice, J. W., Schröder, C., Sullivan, R. J.,

- Yen, A., Yingst, R. A., May 2009. Exploration of victoria crater by the mars rover opportunity. *Science* 324 (5930), 1058–1061.
URL <http://www.sciencemag.org/content/324/5930/1058.abstract>
- St-Jean, M., Lauriol, B., Clark, I. D., Lacelle, D., Zdanowicz, C., 2011. Investigation of ice-wedge infilling processes using stable oxygen and hydrogen isotopes, crystallography and occluded gases (o₂, n₂, ar). *Permafrost Periglac. Process.* 22 (1), 49–64.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.680>
- Summerfield, M. A., 1991. *Global Geomorphology*. Pearson Education Ltd.
- Tanaka, K. L., 1986. The stratigraphy of mars. *Proc. 17th Lunar Planet. Sci. Conf., J. Geophys. Res.* 91(B13), E139–E158.
- Tanaka, K. L., Golombek, M. P., 1989. Martian tension fractures and the formation of grabens and collapse features at valles marineris. In : *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. Vol. 19 of *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. pp. 383–396.
- Tanaka, K. L., Skinner, J. A., Hare, T. M., 2005. Geologic map of the northern plains of mars, scale 1 :15,000,000. *US Geol. Surv. Sci. Invest. Map* 2888.
- Taylor, A. E., Dallimore, S. R., Judge, A. S., Jan. 1996. Late quaternary history of the mackenzie-beaufort region, arctic canada, from modelling of permafrost temperatures. 2. the mackenzie delta-tuktoyaktuk coastlands. *Can. J. Earth Sci.* 33 (1), 62–71.
URL <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e96-007>
- Tedrow, J. C. F., 1969. Thaw lakes, thaw sinks, and soils in northern alaska. *Biuletyn Peryglacjalny* 20, p. 337–344.
- Theilig, E., Greeley, R., 1979. Plains and channels in the lunae planum-chryse planitia region of mars. *J. Geophys. Res.* 84(B14), 7994–8010.
- Thomson, B. J., Head, James W., I., 2001. Utopia basin, mars : Characterization of topography and morphology and assessment of the origin and evolution of basin internal structure. *J. Geophys. Res.* 106 (E10), 23209–23230.
URL [doi:10.1029/2000JE001355](http://doi.org/10.1029/2000JE001355)
- Thorp, J., Smith, H. T. U., 1952. Pleistocene eolian deposits of the united states, alaska, and parts of canada. National Research Council Committee for the Study of Eolian Deposits, Geological Society of America, scale 1 :2,500,000.
- Toniolo, H., Kodial, P., Hinzman, L., Yoshikawa, K., Apr. 2009. Spatio-temporal evolution of a thermokarst in interior alaska. *Cold Regions Science and Technology* 56 (1), 39–49.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0165232X08001481>
- Toon, O. B., Pollack, J. B., Ward, W., Burns, J. A., Bilski, K., Dec. 1980. The astronomical theory of climatic change on mars. *Icarus* 44 (3), 552–607.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001910358090130X>
-

- Torson, J. M., Becker, K. J., Mar. 1997. Isis - a software architecture for processing planetary images. In : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. Vol. 28 of Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts. pp. 1443–+.
- Tosca, N., McLennan, S., Clark, B., Grotzinger, J., Hurowitz, J., Knoll, A., Schröder, C., Squyres, S., Nov. 2005. Geochemical modeling of evaporation processes on mars : Insight from the sedimentary record at meridiani planum. *Earth and Planetary Science Letters* 240 (1), 122–148.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X05006369>
- Tricart, J., Cailleux, A., 1967. *Le modelé des régions périglaciaires*. Paris.
- Ulrich, M., Hauber, E., Herzsuh, U., Härtel, S., Schirrmeister, L., 2011. Polygon pattern geomorphometry on svalbard (norway) and western utopia planitia (mars) using high-resolution stereo remote-sensing data. *Geomorphology* In Press.
- Ulrich, M., Morgenstern, A., Gunther, F., Reiss, D., Bauch, K. E., Hauber, E., Rossler, S., Schirrmeister, L., Oct. 2010. Thermokarst in siberian ice-rich permafrost : Comparison to asymmetric scalloped depressions on mars. *J. Geophys. Res.* 115 (E10), E10009–.
URL doi:10.1029/2010JE003640
- Van Dijk, D., Law, J., Feb. 1995. Sublimation and aeolian sand movement from a frozen surface : experimental results from presqu'île beach, ontario. *Geomorphology* 11 (3), 177–187.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V93-3XWRMYN-7/2/198d43a8e490a3abc0d39d318ecb9cbb>
- Varnes, D., 1978. Slope movements types and processes, in *Landslides, analysis and controls*. Vol. Special report no. 176. National Academy of Science, Transportation Research Board.
- Vedie, E., Lagarde, J.-L., Font, M., 2011. Physical modelling of rainfall- and snowmelt-induced erosion of stony slope underlain by permafrost. *Earth Surf. Process. Landforms* 36 (3), 395–407.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/esp.2054>
- Velichko, A. A., 1984. Late Pleistocene spatial paleoclimatic reconstructions, Late Quaternary Environment of the Soviet Union. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J., Jun. 2010. Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils : A case study from central belgium. *Geomorphology* 118 (3-4), 339–348.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X10000565>
- Veremeeva, A., Gubin, S., 2009. Modern tundra landscapes of the kolyma lowland and their evolution in the holocene. *Permafrost Periglac. Process.* 20 (4), 399–406.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.674>
- Wan Bun Tseung, J. M., Soare, R. J., Mar. 2006. Thermokarst and related landforms in western utopia planitia, mars. implications for near-surface excess ice. In : Stansbery, S. M. . E. (Ed.), 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference. Vol. 37 of Lunar and Planetary Inst. Technical Report. pp. 1414–+.

- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., Oct. 2008. Mid- to late holocene climate change : an overview. *Quaternary Science Reviews* 27 (19-20), 1791–1828.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379108001479>
- Washburn, A. L., 1973. *Periglacial processes and environments*. E. Arnold Ltd, London.
- Washburn, A. L., 1999. A high arctic frost-creep/gelifluction slope, 1981-89 : Resolute bay, cornwallis island, northwest territories, canada. *Permafrost Periglac. Process.* 10 (2), 163–186.
URL [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199904/06\)10:2<163::AID-PPP315>3.0.CO;2-B](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199904/06)10:2<163::AID-PPP315>3.0.CO;2-B)
- Werner, S. C., May 2009. The global martian volcanic evolutionary history. *Icarus* 201 (1), 44–68.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103508004478>
- Willmes, M., Hiesinger, H., Reiss, D., Zanetti, M., Sep. 2009. Malea planum and utopia planitia, mars : Absolute model ages of latitude-dependent mantle deposits. In : *European Planetary Science Congress 2009*. p. 595.
- Wilson, L., Head, James W., I., Aug. 2002. Tharsis-radial graben systems as the surface manifestation of plume-related dike intrusion complexes : Models and implications. *J. Geophys. Res.* 107 (E8), 5057–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2001JE001593>
- Wilson, L., Mouginis-Mark, P. J., Aug. 2003. Phreatomagmatic explosive origin of hrad vallis, mars. *J. Geophys. Res.* 108 (E8), 5082–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2002JE001927>
- Wohletz, K. H., Sheridan, M. F., Oct. 1983. Martian rampart crater ejecta : Experiments and analysis of melt-water interaction. *Icarus* 56 (1), 15–37.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0019103583901252>
- Wright, J. S., Feb. 2001. "desert" loess versus "glacial" loess : quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology* 36 (3-4), 231–256.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X0000060X>
- Wyrick, D., Ferrill, D. A., Morris, A. P., Colton, S. L., Sims, D. W., Jun. 2004. Distribution, morphology, and origins of martian pit crater chains. *J. Geophys. Res.* 109 (E6), E06005–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2004JE002240>
- Yershov, E., Gurov, V., Dostovalov, B., 1973. Ice sublimation in fine-grained soils of various cryogenous structure during their interaction with an air current. In : F. Sanger, E. (Ed.), *Proc. Second Int. Permafrost Conf. Vol. 2nde*. pp. p. 330–332.

- Yoshikawa, K., Jun. 2003. Origin of the polygons and the thickness of vastitas borealis formation in western utopia planitia on mars. *Geophys. Res. Lett.* 30 (12), 1603–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL017165>
- Zanetti, M., Hiesinger, H., Reiss, D., Hauber, E., Neukum, G., 2010. Distribution and evolution of scalloped terrain in the southern hemisphere, mars. *Icarus* 206 (2), 691 – 706.
URL [doi:10.1016/j.icarus.2009.09.010](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.09.010)
- Zent, A. P., Hecht, M. H., Cobos, D. R., Wood, S. E., Hudson, T. L., Milkovich, S. M., DeFlores, L. P., Mellon, M. T., Mar. 2010. Initial results from the thermal and electrical conductivity probe (tec) on phoenix. *J. Geophys. Res.* 115, E00E14–.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2009JE003420>
- Zimbelman, J. R., Clifford, S. M., Williams, S. H., 1989. Concentric crater fill on mars - an aeolian alternative to ice-rich mass wasting. In : *Lunar and Planetary Sc. Conf. Proceedings*. Vol. 19. pp. 397–407.